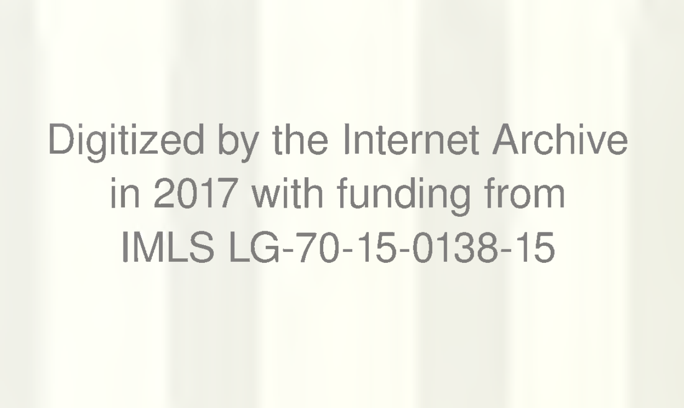

UNIV OF TX AT AUSTIN - LIB STORAGE
03301932









Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Neue Folge, Heft 87

Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland

Von

O. v. Linstow

Mit 14 Tafeln und 12 Textfiguren

Herausgegeben
von der
Preußischen Geologischen Landesanstalt

BERLIN
Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1922

Preis 120 Mark



Abhandlungen

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

Neue Folge

Heft 87

BERLIN

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N 4, Invalidenstraße 44

1922



Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland

Von

O. v. Linstow

Mit 14 Tafeln und 12 Textfiguren

Herausgegeben
von der
Preußischen Geologischen Landesanstalt

BERLIN
Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1922

Vorwort und Einleitung.

Vorliegende Arbeit soll einen Überblick geben über die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere, wobei nur die gesicherten Ergebnisse hervorgehoben sind, und zwar in möglichst gedrängter Kürze. Wer sich eingehender mit der Materie befassen will, sei auf das am Ende angeführte Literaturverzeichnis ausdrücklich verwiesen.

Bei dem Text, der keine erschöpfende Behandlung sein soll, sondern nur als Begleitworte zu der bildlichen Darstellung aufzufassen ist, hat Verfasser sich der Mitarbeit zahlreicher Fachgenossen zu erfreuen gehabt, denen er auch an dieser Stelle seinen ergebensten Dank aussprechen möchte. Es sind dieses vor allem Herr Geheimrat Deecke in Freiburg, Oberbergdirektor Reis in München, Privatdozent Dr. K. Gripp in Hamburg, Professor Sauer in Stuttgart, Geheimer Bergrat Professor Steuer in Darmstadt, Geheimrat Van Werveke, früher in Straßburg, und Oberlehrer Dr. Wenz in Frankfurt a. M. Herrn Präsidenten Beyschlag verdankt Verfasser die Möglichkeit einer persönlichen Fühlungnahme mit den süddeutschen Kollegen. Die Wiedergabe der einzelnen Horizonte in Belgien wurde handschriftlichen Eintragungen von Rutot entnommen, die Herr Geheimrat Keilhack dem Verfasser freundlicherweise überließ. Herr Dr. Höhne (†) in Berlin gestattete entgegenkommenderweise die Benutzung einer noch ungedruckten Arbeit über das Erdölgebiet des Unterelsaß[1]), und Herr Dr. Kautsky derjenigen über das Miocän von Hemmoor und Basbek Osten. Viele kleinere Mitteilungen und Hinweise stammen von meinen Kollegen an der Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin. Ihnen allen sei auch hier herzlichst für ihre Unterstützung gedankt. Herr Lehrer Fritzsche in Düben (Mulde) hatte die Freundlichkeit, eine Anzahl von Textfiguren zu zeichnen.

Den paläogeographischen Karten haften viele Fehler an. Einmal können sie naturgemäß nur einen einzigen Zeitpunkt in der gesamten Entwicklung umfassen; sodann geben sie nur den Nachweis der heute noch vorhandenen Sedimente an, nehmen also keine Rücksicht auf zahlreiche Gebiete, die später zerstört wurden. Deswegen wird die wahre Grenze oft schwer nachzuweisen sein, da Uferbildungen bisher nur selten und auch nur für kurze Strecken bekannt geworden sind. Dabei sind auf den Tafeln fast ausschließlich nur solche Fundpunkte aufgenommen, die durch eine Fauna belegt sind.

---

[1]) Diese Erlaubnis wurde nach Fertigstellung der Arbeit von Herrn Höhne zurückgezogen.

Der zuerst gerügte Mangel macht sich vor allem beim Oligocän des Elsaß, aber auch im Bereich des Molassegebietes geltend. Hier müßte man eine recht erhebliche Anzahl von bildlichen Darstellungen anfertigen, um den tatsächlichen Verhältnissen einigermaßen gerecht zu werden, wie dieses für das Becken von Paris vorbildlich in dem Werk von P. Lemoine geschehen ist (Géologie du Bassin de Paris. Paris 1911. 408 S. Mit 9 Taf. und 136 Textfig.).

Mit Recht weist Dacqué[1]) darauf hin, daß die Zusammenfassung mehrerer Horizonte zu einem einzigen Bild stets zu unrichtiger Auffassung führt. Würde man z. B. nur die drei Stufen des marinen Mitteleocäns in Belgien (Bruxellien, Laekenien und Ledien) auf einer einzigen Karte darstellen, so erhielte man nebenstehendes Bild (Fig. 1), das in keiner Weise der Wirklichkeit entspricht, wie ein Vergleich mit Taf. 13 ohne weiteres lehrt. Je mehr Horizonte daher unterschieden und bildlich wiedergegeben werden, um so genauer sind die Karten und kommen um so eher der Wahrheit nahe. Und die Wahrheit ist und bleibt doch das Endziel jeder Wissenschaft.

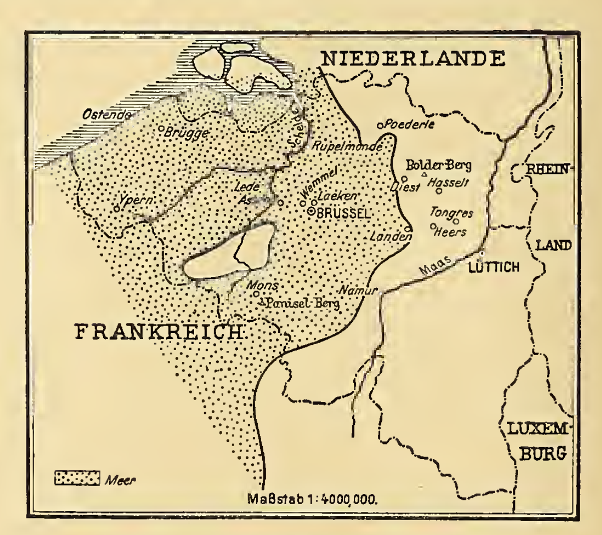


Fig. 1. »Mitteleocän« von Belgien.

Im einzelnen ist noch vieles, sehr vieles unsicher. Es sei da vor allem an die Ostgrenze des Septarienton-Meeres erinnert, das bei Frankfurt a. O. und Dahme noch keinerlei Küstenbildungen erkennen läßt; ferner an die Ausdehnung des Oberoligocän-Meeres in derselben Richtung und zahlreicher anderer Stufen, kurz, die bildlichen Darstellungen können gegenwärtig nur Minimalgebiete der ehemaligen Meeresüberflutung zur Anschauung bringen. Es befriedigen daher die Karten so, wie sie heute vorliegen, in keiner Weise. Es fehlt von

[1]) E. Dacqué, Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena 1915 S. 287.

wenigen Ausnahmen abgesehen auch jede Andeutung von Inseln, der Nachweis von Aestuarien und Deltabildungen, sowie trennender Landbarren; ferner die Auswertung petrographischer und facieller Unterschiede, die Abtrennung faunistischer Provinzen, der Einfluß verschieden temperierter Meeresströmungen, die Berücksichtigung klimatischer Verschiedenheiten usw.; die Karten sind daher nur als eine Art Rohbau anzusehen, die des weiteren Ausbaues harren.

Die Flüsse haben auf S. 167—175 eine gesonderte Darstellung erfahren.

Auch in stratigraphischer Hinsicht bleibt noch vieles ungeklärt, wie z. B. die genauere Stratigraphie des Paleocäns, die Deutung der in der Lausitz bei Kl. Saubernitz erbohrten Schichten, die Stellung des sog. Xionser Meerestones und der wahre Horizont des Subbeskidischen Alttertiärs. Möge diese Arbeit dazu beitragen, die zahlreichen noch bestehenden Lücken auszufüllen und durch ähnliche Untersuchungen die Verbindung der tertiären Meere vor allem nach Österreich und Rußland herzustellen, nachdem ihre kartographische Festlegung in Frankreich und in der Schweiz bereits durch die Arbeiten von F. Canu[1]) und A. Heim[2]) (450) in klarer und übersichtlicher Weise erfolgt ist.

[1]) F. Canu, Essai de Paléogéographie. Paris 1896. t. 37—56.

[2]) Die Zahlen beziehen sich auf das am Ende angeführte Literaturverzeichnis.

Auf der Höhe des Obersenons erfolgte eine Regression des Meeres. infolge negativer Strandverschiebungen zerfiel das bis dahin einheitliche Kreidemeer und löste sich in eine Anzahl einzelner Becken auf: in Ostdänemark und Südschweden sind Reste von Danien erhalten, ebenso im Niederrheingebiet und im Pariser Becken, in Ägypten, Russisch-Polen und Zentralrußland.

Aus Deutschland wird noch einmal der Verdacht auf Danien ausgesprochen, es finden sich in der Gegend von Burg (Prov. Sachsen) Feuersteine der Danienstufe, von denen es heißt[1]: »Ihre große Menge legt den Schluß nahe, daß sich an unbekannter Stelle in der Nähe von Burg Ablagerungen dieses Alters finden, aus denen diese Feuersteinblöcke herrühren«. Möglicherweise handelt es sich nur um ein größeres Geschiebe, das hier zu Trümmern zerfiel, doch mag man für die Zukunft diesen Punkt im Auge behalten.

Paleocän[2]

(Schimper 1874).

Seit Beginn des Paleocäns sind mindestens gegen 15 Mill. Jahre verflossen. Diese Angabe ist ebenso wie die entsprechenden bei den übrigen Stufen gewonnen worden durch Feststellung des Gehaltes von Zirkonkrystallen an Helium, das aus dem Zerfall radioaktiver Stoffe (Uranoxyd) stammt[3]. Im einzelnen schwanken die Zahlen bei den verschiedenen Autoren; sie gehen, was den Beginn des Tertiärs betrifft, bis auf 2 Mill. Jahre herab.

Der Übergang der dänischen Stufen zu ältestem Tertiär muß ziemlich rasch erfolgt sein, jedenfalls so rasch, daß eine Aussüßung der einzelnen Danien-Becken nicht erfolgen konnte. Denn der Fund eines gut erhaltenen Blattes *(Myrica?)* und eines Fruchtzapfens in einem paleocänen Sandsteingeschiebe von Gjedser (Dänemark) deutet doch nur auf Einschwemmung, d. h. auf Landnähe hin, nicht auf

[1] K. Keilhack, Erdgeschichtliche Entwicklung und geologische Verhältnisse der Gegend von Magdeburg. Magdeburg 1909. S. 71.

[2] Manche Autoren schreiben Paläocen. Der Name leitet sich aber von Pal-Eocän, also Alt-Eocän, ab.

[3] Königsberger, Berechnungen des Erdalters auf physikalischer Grundlage. Geol. Zentr. I. 1910. S. 241.

Süßwasserbildungen, ähnlich wie die Vogelreste im Saltholmskalk[1]). Es begann also das älteste Tertiär, das Paleocän, mit einer erneuten Bodensenkung, durch die größere Gebiete von Norddeutschland, Dänemark und Südschweden unter die Meeresbedeckung gelangten. Die Fauna, die bei dieser ältesten tertiären Transgression einwanderte, weicht aber von der der jüngsten Kreide erheblich ab, der Übergang der Tierwelt ist an der Grenze von Kreide zum Tertiär ziemlich schroff. Das geht am besten aus dem Inhalt der Echinodermenbreccie, besser Echinodermenkonglomerat genannt, hervor, den Deecke (4) ausführlich beschreibt. Jener besteht paläontologisch aus zwei ganz verschiedenen Elementen, einmal aus abgerollten Bruchstücken von Kreidefossilien: irregulären Seeigeln, Seesternplatten von *Goniaster*, Stielgliedern von *Pentacrinus Bronii*, kleiner Form der Saltholmskalke der *Gryphaea vesicularis,* Bryozoen, Einzelkorallen; sodann aber enthält dieses durch Kalksand und Glaukonit verkittete Konglomerat zahlreiche vorzüglich erhaltene tertiäre Foraminiferen und Gastropoden (*Turritella* u. a. m.; am häufigsten ist eine Koralle *Sphenotrochus latus* v. K.), ferner führt dieses Gestein indifferente Haifischzähne, teils scharfkantig entwickelt, teils abgerollt; zahlreiche Gastropoden stimmen mit den durch v. Koenen (38) beschriebenen paleocänen Formen von Kopenhagen überein. Von besonderem Interesse ist es, daß einige wenige Formen aus dem Saltholmskalk übergehen in das Paleocän; das ist einmal *Terebratula lens* Nilss., sodann eine als *Ditrupa* gedeutete Röhre; ferner zeigte Grönwall, daß auch *Crania tuberculata* und *Graphularia,* die beide in der obersten Kreide Dänemarks, der Zone der *Crania tuberculata* auftreten, in tadelloser Erhaltung zusammen mit Paleocän-Fossilien gefunden werden, d. h. mit ihnen zusammen gelebt haben müssen. — Ebenso gehört in das tiefste Paleocän der Glaukonitmergel von Lellinge, ein Flachseesediment, das dem Saltholmskalk auflagert, ferner der hellgraue mächtige Tonmergel von Kerteminde, der wahrscheinlich in ein etwas höheres Niveau als der Lellinge-Glaukonitmergel hinaufreicht. Über dem Kertemindemergel hat man in Dänemark an zahlreichen Stellen fossilarme, ziemlich mächtige graue kalkfreie Tone angetroffen, die wohl schon Oberes Paleocän darstellen. — Grönwall weist noch darauf hin, daß das Meer gegen Westen an Tiefe zugenommen hat, daß also die Gesteine von Lellinge und Kerteminde in etwas größerer Tiefe abgesetzt wurden als die Kopenhagener Bildungen.

Neuerdings gliedert Böggild (3) die paleocänen Bildungen in drei Abteilungen, nämlich von oben nach unten in den kalkfreien, grauen Paleocänton, den Kertemindemergel und das sandige Paleocän (Grünsandkalk und Grünsandmergel), die wenigstens teilweise als Faciesbildungen anzusehen sind. Die Untersuchungen von Nielsen (44) wollen dagegen aus paläontologischen Gründen die Dänische Stufe als Paleo-

[1]) W. Dames, Über Vogelreste aus dem Saltholmskalk von Limhamn bei Malmö. Bihang K. Svenska Vet. Akad. Handl. 16, IV. Nr. 1. Stockholm 1890. 11 S. M. 1 Taf.

cän aufgefaßt wissen. Die Grenze zwischen Kreide und Faxekalk, der als eine Tiefwasserfacies des Paleocäns angesprochen wird, ist nach Ravn über den sogenannten Cerithienkalk zu legen; hier besteht nach Nielsen eine Lücke und Diskordanz.

Stratigraphisch ist der genauere Horizont jenes Echinodermenkonglomerates nicht mit Sicherheit zu bestimmen; wahrscheinlich handelt es sich um älteres Paleocän.

Die Verbreitung der verschiedenen Geschiebe ist besonders von Rödel (1136) u. a. verfolgt worden. Danach ist das Echinodermenkonglomerat nachgewiesen in Pommern, Lübeck und Holstein, der Lellinger Grünsandmergel vom östlichen Mecklenburg bis Schleswig-Holstein und Holland, der Kertemindemergel ebenfalls von Mecklenburg bis Holland.

Zu einem ähnlichen stratigraphischen Ergebnis wie bei dem Echinodermenkonglomerat war vorher v. Koenen (38) gekommen, als er die zahlreichen Fossilien beschrieb, die bei Ausschachtungen für die Gasanstalt in Kopenhagen gewonnen waren; er hält sie für nahestehend dem Horizont der Sande von Bracheux, aber doch wohl für älter.

In Deutschland war bisher eine der Hauptstützen für Paleocän die Tiefbohrung von Groß-Lichterfelde bei Berlin (1899). Ihr Profil lautet zusammengefaßt:

0— 65 m	Diluvium,
65—128 »	terrestrisches Miocän,
128—166 »	marines Oberoligocän (?),
166—273 »	Mitteloligocän,
273—306 »	Eocän (?),
306—340 »	»Paleocän«.

Die Bohrung geht aber noch bis 360 m Tiefe. Die tiefsten Schichten (330—340 m und aus 360 m) wurden durch v. Koenen (40) auf Grund der eingeschlossenen Fossilien als Paleocän gedeutet, doch scheint durch neuere Untersuchungen von Hucke (32) diese Säule stark ins Wanken geraten zu sein. Zunächst betont v. Koenen selber, daß bei keiner der dort gefundenen Arten eine Übereinstimmung mit belgischen, englischen oder französischen Formen festgestellt werden konnte. Auch Roedel fand in den zahlreichen von ihm untersuchten Paleocängeschieben keine der durch v. Koenen beschriebenen Molluskenarten, und die Prüfung der Foraminiferen weist auf ältere Kreide, etwa Hils oder Gault, hin. Ebenso stimmt auch keine der Foraminiferen von Lichterfelde mit dem aus dem Unter-Eocänton von Schwarzenbek durch Franke (71) beschriebenen Formen überein.

In Übereinstimmung damit mag auch noch darauf hingewiesen werden, daß sich bei der Bohrung Fiedler Brand Nr. 8 im Erdölgebiet der südlichen Lüneburger Heide ein Fossilrest vorfand[1]), der nach Koert vielleicht zu der nur aus dem »Paleocän« von Lichterfelde bekannt gewordenen *Ampullina Beyrichi* v. K. gehören könnte. Stratigraphisch

[1]) J. Stoller, Das Erdölgebiet Hänigsen-Obershagen in der südlichen Lüneburger Heide. Arch. f. Lagerstätten-Forschung. Heft 14. Berlin 1913. S. 73, Anm. 2.

steht aber fest, daß dort außer Tertiär nur noch Untere Kreide in Betracht kommen kann.

Aber weiter im Norden Deutschlands ist echtes Paleocän in weitester Verbreitung bekannt geworden, vor allem durch die Arbeiten von Gagel. Er veröffentlichte (12) die wichtige Bohrung Wöhrden in Holstein, die ergab:

0— 27 m Alluvium,
27— 52 » Süßwasser-Miocän,
52— 80 » höchst wahrscheinlich ebenfalls Miocän,
80—140 » Geschiebemergel,
140—247 » marines Obermiocän,
247—340 (348?) m marines Mittelmiocän,
348—390 m terrestrisches Untermiocän,
390—585 » marines Mitteloligocän,
585 (?)—630 m Obereocän,
630—674 m Tonmergel unbestimmter Stellung,
674—695 » Untereocän,
695—888 » Paleocän (nicht durchbohrt).

Hier sind demnach 748 m Tertiär entwickelt, von denen die untersten 193 m auf Paleocän entfallen. An Fossilien fanden sich in den Schichten von 695—793 m *Pecten corneus*, *Rimella fissurella*, *Leda ovoides* u. a. m. Petrographisch handelt es sich beim Paleocän um sandig-mergelige Schichten, grüne kalkfreie oder kalkhaltige Tone, vor allem aber um helle, sehr tonige, feinkörnige Kalksandsteine bezw. feste sandige Mergel, das sog. aschgraue Gestein. Diese plattenförmig sich absondernden grauen, häufig etwa lilafarbigen oder auch gelblichen Mergelkalke enthalten nach Grönwall (27) am häufigsten:

* *Turritella nana* v. K.
* *Bulla clausa* v. K.
* *Cylichna discifera* v. K.
* *Tornatina plicatella* v. K.
* *Actaeonina elata* v. K.
* *Arca limopsis* v. K.
* *Cucullaea Dewalquei* v. K.
* *Leda ovoides* v. K.
* » *symmetrica* v. K.
Tellina sp.
* *Corbula* cf. *regulbiensis* Morr.
Neaera sp.

Von ihnen kommen die mit * bezeichneten Formen auch im Kopenhagener Paleocän vor. Die tiefsten Schichten der Bohrung Wöhrden enthielten als einzige erkennbare Fossilien neben Fischschuppen nur Radiolarien.

Nicht minder wichtig ist die Tiefbohrung Breetze[1] (1904) östlich von Lüneburg. Sie durchsank (nach Gagel):

0—180 m Diluvium,
180—240 » Miocän,
240—260 » marines Oberoligocän,

---

[1]) Jahrb. Pr. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 754.

260—460 m marines Mitteloligocän,
460—730 » » Untereocän,
(730—745 » Proben fehlen),
745—812 » Paleocän,
812—867,8 » Obersenon.

Das Paleocän bestand hier aus grauen, sandigen Letten, kalkhaltigem, schiefrigem Ton und kalkfreiem Glaukonitsandstein. Hierzu sei bemerkt, daß Koert (479) auf Grund der Fauna die Schichten von 460—490 m noch zum Mitteloligocän stellt, die darunter liegenden kalkigen Glaukonitsandsteine aber zum Unteroligocän oder Obereocän, da die Untereocäntuffe erst bei 746,5 m beginnen. Eine ähnliche Schichtenfolge wurde bei Vastorf südöstlich von Lüneburg angetroffen, das Eocän und Paleocän (undurchbohrt) reichte hier von 527,1—773 m. Weiter ab nach Wittenberge zu liegt Gorleben bei Lenzen, hier wurden von 546—603,7 m kalkfreie Tone, zum Teil mit Schwefelkies, Glimmer und Fischschuppen aufgefunden, die wohl zum Paleocän gehören; das Liegende der Tone ist nicht bekannt. Auch bei der Bohrung Fiel[1]) in Holstein wurde das Paleocän in 756 m Tiefe nicht durchsunken.

Die Bohrung von Treptow a. d. Tollense ergab (5) von 7—230 m Septarienton, untereocäne und paleocäne Tone, darunter folgten 0,5 m glaukonitische Quarzsande mit abgerollten Feuersteinen, einige der wenigen Punkte, an dem diese sog. Puddingsteine anstehend nachgewiesen sind. Unterlagert werden diese Schichten, was wichtig ist, noch von 160 m feuersteinführender Kreide. Weiter ist in Mecklenburg Paleocän bekannt, so bei Rostock, wo unter 61 m Diluvium gegen 40 m Paleocän liegen. Dieses setzte sich zusammen aus hellgraugrünen sandigen Tonen, Glaukonitsand, hellem glaukonitischem Kalkmergel und festen kalkhaltigen Sandsteinen. Ebenso fanden sich bei Gelsheim nördlich von Rostock 104,6 m Paleocänbildungen von ähnlicher Beschaffenheit. Auffallend ist, daß bei Rostock ihre Oberkante in etwa bei —53 NN. liegt, bei Gelsheim aber bei —88 NN.

Ein zweiter Punkt, an dem die paleocäne Transgressionsschicht beobachtet wurde, ist die Bohrung Breiholz in Holstein, sie durchsank (19):

0 — 33,5 m Diluvium,
33,5— 38,5 » Miocän,
38,5—133 » Untereocän,
133 —134 » Grünsand mit Flintspittern (durch das Bohrverfahren zerstoßen),
134 —156 » Schreibkreide.

Auffallend ist die ungewöhnlich reduzierte Mächtigkeit des Paleocäns. Wäre nicht rings um diesen Punkt marines Paleocän in weiter Verbreitung bekannt, so könnte man hier die Grünsande mit den Flintgeröllen als Transgressionsschicht des Untereocäns auffassen.

In dem oben erwähnten Breetze ist zwar an der Basis des Paleocäns ebenfalls eine etwa $^1/_2$ m mächtige Bank feiner, reiner und kalkfreier Grünsande entwickelt, es fehlen hier aber die abgerollten Flinte; trotz-

[1]) Jahrb. Pr. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 673.

dem ist es sicher, daß man auch in dieser Grünsandschicht die Paleocäntransgression zu erblicken hat, da sie mit scharfer Grenze kalkiges Obersenon mit *Belemnitella mucronata* und *Gryphaea vesicularis* überlagert.

Der Name Puddingstein erklärt sich von selbst, die abgerollten Feuersteine stecken in dem Muttergestein wie die Korinthen oder Rosinen in einem Pudding. Weniger klar ist die andere Bezeichnung für diese Gebilde, nämlich Wallsteine; sie stammt von L. Meyn, der diese Gerölle zuerst als Kind auf dem Kieler Wall beobachtet hatte. Petrographisch stellen sie vollkommen bis auf Eiform oder Kugelgestalt abgerollte und polierte Feuersteine dar von schwarzer bis blaugrauer Farbe oder grüner Rinde und meist Taubeneigröße, deren glänzende Oberfläche mit einem Netzwerk kleiner Risse und Schrammen überzogen ist, augenscheinlich eine Folge der gegenseitigen Berührung bei der Brandung oder beim Transport. Bekannt sind sie schon lange aus dem englischen Paleocän, wo sie an der Basis der Readingserie liegen. In Deutschland ist die Verbreitung dieser Geschiebe, die eine Zeitlang für Silur gehalten wurden, groß. Ungeheuer ist ihre Anzahl noch in manchen Gegenden Pommerns, so z. B. bei Stettin, wo sie in ausgezeichneter, typischer Erhaltung vorliegen. Aber auch bei Eberswalde und Berlin werden sie beobachtet, und Verfasser sammelte noch eine Anzahl Stücke bei Eilenburg in der Nähe von Leipzig und bei Torgau, doch sind sie hier infolge des glazialen Transportes in der Regel deformiert oder zerbrochen. Nach gütiger Mitteilung von Herrn B. Dammer finden sich Puddingsteine noch recht häufig in der Provinz Posen, nämlich u. a. bei Buk, Samter und Pinne; in Ostpreußen gehen sie bis Rössel, Angerburg und Königsberg, fanden sich aber auch in Westpreußen auf Blatt Gr. Plowenz sowie bei Muskau im nordwestlichen Schlesien. Bereits um Christi Geburt wurden sie als Beigabe in La-Tène-Gräbern bei Graudenz verwendet. Ihr massenhaftes Auftreten (37) in der Gegend von Gr. Karzenburg (Kr. Bublitz, Pomm.) spricht dafür, daß das paleocäne Meer in größeren Gebieten der heutigen Ostsee Platz gegriffen hatte.

Zu den größten Seltenheiten gehören dagegen Stücke, die noch von anhaftendem Muttergestein umgeben sind, einem äußerst zähen, durch Kieselsäure verkitteten glaukonitischen Konglomerat; Koert und Gagel fanden je einen derartigen Block bei Trittau in Holstein und bei Harburg, Laufer einen $^1/_{10}$ cbm fassenden bei Schenkendorf südlich von Königs-Wusterhausen, Keilhack ein kopfgroßes Stück bei Belzig und der Verfasser ein kleineres bei Stettin.

Scheinbar auffallend ist der Gegensatz zwischen der großen Anzahl und weiten Verbreitung dieser Geschiebe im norddeutschen Tiefland und den wenigen, bisher bekannt gewordenen Fundpunkten anstehenden Gesteines (Treptow a. T.; Breiholz). Dieses Mißverhältnis, das Fehlen der Puddingsteine in den meisten Tiefbohrungen von Holstein und Nordhannover, dürfte sich aber leicht dadurch erklären, daß das paleocäne Meer in diesem Gebiete nicht Gelegenheit hatte, über feuersteinführende Kreide zu transgredieren, sondern über solche Kreide-

stufen, denen Flinte fehlten. Man kann daraus umgekehrt den Schluß ziehen, daß etwa in Pommern, sicher in Mecklenburg, der Untergrund des Paleocäns in größerer Verbreitung von feuersteinführender Kreide gebildet wird, mag sie nun im einzelnen dem Obersenon oder dem Oberturon (Lebbin) angehören. Auf jeden Fall ergibt sich, daß ungeheure Massen feuersteinführender Kreide der alttertiären Transgression zum Opfer gefallen sind.

Was das Alter der Puddingsteine betrifft, so kann natürlich jedes über feuersteinführende Kreide transgredierende Meer solche Gebilde erzeugen. Aber die Lage der abgerollten Flinte in der Bohrung Treptow a. T. unmittelbar auf der Kreide und das Auftreten einer analogen Grünsandschicht bei Breiholz liefern den vollgültigen Beweis, daß diese Gerölle ein tiefpaleocänes Alter besitzen. Dazu kommt, daß man bisher aus andern tertiären Transgressionen (Unteroligocän; Mittelmiocän) keine Feuersteingerölle kennt. Auch in der Gegenwart kann man solche Dinge sich bilden sehen. So hat Koert kugelförmige abgerollte Flinte bei Helgoland beobachtet, und die Entstehung jener Wallsteine mag analog so vor sich gegangen sein, wie heute etwa die Feuersteine am Strande bei Saßnitz auf Rügen durch die Brandung verarbeitet werden. Gerölle von Feuersteinen finden sich aber nach Grupe auch im limnischen Miocän von Delliehausen, Kr. Uslar (Prov. Hannover); sie dürften wohl zerstörter westfälischer Kreide entstammen, falls es sich nicht um umgelagerte niederrheinische Puddingsteine handelt.

Was sonst an Tonen im Alttertiär vorhanden ist, wurde von den nordischen Beobachtern zum Teil als Plastisk Ler bezeichnet, doch zeigten Gagel (12) und Ravn (116), daß dieser Ausdruck ein Sammelbegriff ist, in dem verschiedenartige und verschiedenaltrige fossilfreie und glimmerarme Tone zusammengefaßt sind (Paleocän, Untereocän, Septarienton, Oberoligocän).

Gagel (20) hält es auch für möglich, daß die bekannten Knollensteine von Finkenwalde bei Stettin alttertiär sind, denn sie enthalten an ihrer Oberfläche eingewachsene Toneisensteingeoden, die mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit auf Untereocän hinweisen; die Knollensteine selbst könnten danach vielleicht terrestrisches Paleocän darstellen. Das Meer hätte demnach entweder nicht so weit gereicht, oder dieses Vorkommen würde auf eine Insel schließen lassen, vergl. auch S. 23.

Die Verbreitung der paleocänen Ablagerungen nach Osten hin ist noch lückenhaft. Bei Danzig und Umgebung (Nenkau, Schüddelkau) fand Zeise (58) alttertiäre Tone mit Radiolarien, die nach Gagel (15) transgredierend auf Obersenon liegen und wohl ein tiefpaleocänes Alter besitzen könnten. Im Samland ist Paleocän mit vollkommener Sicherheit noch nicht nachgewiesen, aber es ist immerhin aus mancherlei Gründen die Wahrscheinlichkeit vorhanden, daß gewisse Glieder des dort entwickelten Tertiärs zu dieser Stufe gehören könnten. Kaunhowen (36) unterscheidet eine Obere Blaue Erde (sicher Unteroligocän), die von den »Grauen Letten« (Jentzsch) unterlagert wird und in ihrem hangenden Teil die »Untere Blaue Erde« führt. Zu-

gleich betont Kaunhowen die auffallende Parallelität der verschiedenen Horizonte des nordwestlichen Ostpreußens mit denen Rußlands. Da hier die tiefsten bernsteinführenden Schichten im obereocänen Spondyluston auftreten, so könnten die tiefsten bernsteinfreien Glieder der »Grauen Letten« zum Paleocän gehören. Tornquist (52) bestreitet letztere Auffassung, so daß besonders bei dem gänzlichen Mangel an beweisenden Fossilien diese Frage noch nicht geklärt ist. Auf eine Verbindung mit Rußland könnten möglicherweise fossilführende Geschiebe hinweisen, die Sandegreen (48) bei Maglehem im östlichen Schonen auffand, von denen zwei Arten mit dem Wolgapaleocän übereinstimmen. Das Anstehende dieser Geschiebe wird in die Ostsee, und zwar nordöstlich von Bornholm verlegt. Dazu kommt noch folgende Beobachtung. Verfasser war nicht wenig erstaunt, hoch oben am Finnischen Meerbusen zahlreiche abgerollte Flinte am Strande von Reval zu sehen (1918), die in jeder Beziehung als echte Puddingsteine anzusprechen waren, und zwar gehörten sie zu der zweiten Kategorie von Geschieben, zum Typus Eilenburg (s. o. S. 9). Sie besaßen nicht mehr die ebenmäßige und gleichförmige Abrollung der Stettiner Geschiebe, sondern waren fast sämtlich unregelmäßig bearbeitet, was auf einen größeren Transport oder die Brandung des Meeres hindeutet. Vielleicht wurden sie — falls es sich nicht um Schiffsballast handelt — aus der Ostsee oder dem Bottnischen Meerbusen zur jüngeren Tertiärzeit oder im Diluvium durch Flüsse nordwärts verfrachtet und gelangten so schließlich an den Südrand des Finnischen Meerbusens. Denn eine unmittelbare Verbindung mit den Wallsteinen Wolhyniens, die Gagel (21) in großer Anzahl besonders bei Thuryisk in diluvialen Kiesen vorfand, erscheint ausgeschlossen. Diese könnten vielleicht auch dem eben angeführten Heimatsgebiet entstammen, wobei freilich ihre große Häufigkeit gegenüber den spärlichen Funden in Ostpreußen auffällt. Dagegen hat Verfasser während eines fast zweijährigen Aufenthaltes in Westrußland in den zahllosen Aufschlüssen, abgesehen von dem eben erwähnten Reval, nicht einen einzigen Puddingstein finden können, trotzdem besonders das Augenmerk hierauf gerichtet wurde; sehr eingehend wurde vor allem die Gegend zwischen Kowno und Olita an der Memel untersucht.

Schließlich ist aber daran zu erinnern, daß nach Grönwall die Zuwanderung der marinen Formen von Osten her erfolgt sein soll. Ob hiernach früher irgendeine Verbindung, vielleicht über Polen, mit den paleocänen Ablagerungen der mittleren Wolga (Saratow u. a. O.) bestanden hat, ist noch durchaus unsicher.

In Schweden ist anstehendes Tertiär ausschließlich in Form geringmächtiger Glaukonitmergel zu Klagshamn unweit Malmö bekannt geworden, die mittleres oder höheres Paleocän repräsentieren.

Im Westen Deutschlands scheint das im Niederrheingebiet bei Ratheim, Wassenberg und Myhl durch Wunstorf und Fliegel (57) nachgewiesene Paleocän nicht in unmittelbarer Verbindung mit den gleichaltrigen Ablagerungen in Nordhannover gestanden zu haben, denn in dem gesamten, dazwischen liegenden Gebiet von der Weser bis

zum Rhein ist bis jetzt kein Paleocän bekannt geworden. Eine genauere Altersbestimmung jener auf dem tektonischen Horst von Wassenberg vorhandenen paleocänen Sedimente ist zurzeit noch unmöglich. Erbohrt sind fossilreiche Quarzsande, hellgraue krystallinische Kalksteine und graue Tuffkalke, auch Quarzgerölle mit Feuersteinen. Andere Bohrungen (Wassenberg, Millich) ergaben dagegen einen milden grauen Sandstein mit Holzkohle-Stückchen, die möglicherweise auf aufgearbeitetes Heersien hinweisen könnten.

Puddingsteine sind nach gütiger Mitteilung des Herrn P. G. *Krause* in den verschiedenen Terrassen des Rheines nordwestlich von Köln verbreitet, und zwar in der Gegend von *Grevenbroich*, *Titz*, *München-Gladbach*, *Krefeld*, *Mörs* usw., finden sich aber noch bei *Arnheim* in Holland, müssen also etwa südlich von diesen Orten anstehend gewesen sein oder noch anstehen. Auch beobachtet man dort gelegentlich große Blöcke von quarzitischen Sandsteinen mit eingeschlossenen abgerollten Flinten. Erbohrt ist aber ein Feuersteinkonglomerat auf Schreibkreide auflagernd bei *Zuid-Barge* im nordöstlichen Holland, das möglicherweise als tiefsten Landenien oder als Heersien aufzufassen ist; denn das Montien ist dort nach *Molengraaff* und *Waterschoot van der Gracht* als mächtige Braunkohlenformation entwickelt. In anderer Ausbildung treten in geringer Mächtigkeit im Gebiete des Elmpter Waldes graue, fleischrote und rostfarbene Tone auf, die ident sind mit gleichartigen Schichten auf dem niederländischen Peel-Horst, die Unebenheiten des Kreideuntergrundes ausgleichen und durch Auftreten von Sanden mit Braunkohlen ihren terrestrischen Charakter zeigen; sie werden von *Waterschoot van der Gracht* mit Vorbehalt zum Montien gestellt.

Die weite Verbreitung des Paleocäns in *Belgien* und *Frankreich* in allen drei Stufen ist bekannt, ebenso das Auftreten dieses Alttertiärs in *Tunis*, *Ägypten* (marin) und *Westafrika* (55) (hier Landana, 90 km nördlich der Kongomündung).

In *Oberitalien* beginnt das Tertiär mit den oberpaleocänen basaltischen Tuffen von *Spileeco*. In *Nordamerika* (Montana, vor allem Neu-Mexiko) ist das Paleocän durch mächtige terrestrische Bildungen mit reicher Säugetierfauna vertreten. Die Ablagerungen von *Indien* wurden durch *Noetling* untersucht, sie entsprechen der Thanet-Stufe. Nicht ausgeschlossen ist es, daß schließlich gewisse terrestrische Ablagerungen mit reicher Flora im *arktischen Gebiet* (Grönland, Grinnelland; Island, Bäreninsel, Spitzbergen), die früher zum Miocän gestellt wurden, dem Paleocän angehören (Thanet-Stufe?).

Der Lagerung nach liegt das Unterpaleocän im östlichen Rußland, Ägypten, Tunis und West-Indien konkordant auf marinen Schichten der Oberen Kreide, während u. a. in Deutschland die oben erwähnte Transgression Platz greift.

Die Tierwelt zeigt im Unteren und Mittleren Paleocän, durch nordische Strömungen mit kälterem Wasser beeinflußt, noch arktische Beimengungen, die im Oberen Paleocän verschwunden sind.

Gliederung des **Paleocäns** (in Anlehnung an E. Kayser).

(t = terrestrisch; l = limnisch; br = brakisch; m = marin; ae = aestuarisch.)

	Südengland	Nordfrankreich	Westliches Belgien (Flandern und Hennegau)	Südwestliche Niederlande	Dänemark	Zentral-Rußland (Mittl. Wolga)
Ober-Paleocän	Oldhaven und Blackheath beds (ae) Woolwich und Reading beds (m)	Sparnacien (l) (Braunkohlen des Soissonnais und plastische Tone)	Oberes Landenien (l)	Obere fluvio-marine Stufe	Graue, kalkfreie Tone (fossilfrei)	Obere Saratow-Stufe (l)
				Untere marine Stufe		Untere Saratow-Stufe (m)
Mittel-Paleocän	Thanet sands (m)	Konglomerat von Cernay (l); Kalk von Rilly (t, l); Sande von Jonchery und von Chalons sur Nesle (m, br, l, t)	Unteres Landenien = Heersien z. T. (m)	Heersien (m)	Kerteminde-Mergel (m)	Obere Sysran-Stufe (m)
		Sande von Bracheux (m)				Untere Sysran-Stufe (m)
Unter-Paleocän	—	Süßwasserkalke mit *Physa* und *Paludina* (l)	Süßwasser-schichten		Glaukonit-mergel von Lellinge (m)	—
		Weiße Mergel (m, br, t, l) Kalke von Meudon (br)	Kalk von Mons (br) (Montien)			

Leider ist es heute noch in Deutschland unmöglich, eine Dreiteilung des Paleocäns durchzuführen, die Ablagerungen mußten daher ungegliedert auf der Karte wiedergegeben werden. Diese gibt nur die Verbreitung des heute noch tatsächlich vorhandenen oder vermuteten Paleocäns an, nimmt aber keine Rücksicht auf die Möglichkeit einer Verbindung z. B. nach dem Osten hin.

Von den tertiären Geschieben, die Kade (1128) am Schanzenberg bei Meseritz auffand, könnten manche Arten nach v. Koenen (38) und Oppenheim (893) vielleicht auf verschlepptes Paleocän hinweisen.

Eocän

(Lyell 1832).

Seit Beginn der Eocänperiode sind mindestens gegen 10 Mill. Jahre verflossen.

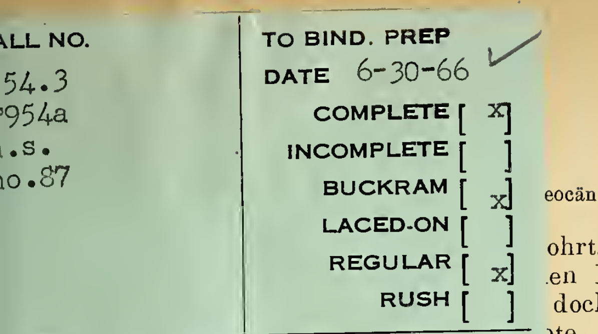
Marines Untereocän.

An der Wende der Paleocän- zur Eocänzeit machten sich kaum größere Bodenbewegungen bemerkbar als während der Paleocänzeit selbst. Aber im Laufe der Entwicklung gewinnt, wie es scheint, das Untereocän-Meer in Nordwestdeutschland etwas mehr an Boden als in der unmittelbar vorhergehenden Epoche. Dagegen bleiben im Osten des Vaterlandes die Verhältnisse genau so ungeklärt wie vorher; mit vollkommener Sicherheit ist bis heute aus Westpreußen, Posen und Ostpreußen kein anstehendes marines Untereocän bekannt geworden.

Petrographisch unterscheiden sich die zur Untereocänzeit abgelagerten Glieder zum Teil erheblich von denen des Paleocäns.

Das markanteste Glied jener Reihe stellen die Basalttuffe dar, die einen wesentlichen Anteil an dem Aufbau dieser Stufe nehmen; sie sind selbst als Geschiebe, die weit verbreitet im norddeutschen Flachland auftreten, leicht kenntlich.

Anstehend sind tuff-führende Bänke in Deutschland besonders von Gagel nachgewiesen und verfolgt worden. Hierbei muß zunächst auf die schon oben (S. 7—8) erwähnte Bohrung von Breetze bei Lüneburg hingewiesen werden, wo diese Schichten in ungestörter, horizontal liegender Folge 380 m unter dem Rupelton angetroffen sind, während bei Wöhrden die vulkanischen Aschen fehlen. Aufgeschlossen fand Gagel diese Tuffe in vorzüglicher Entwicklung vor allem bei Hemmoor und Basbek Osten (nordwestlich Stade, Provinz Hannover); hier ist das Alter einwandfrei festgelegt durch den Fund von *Xanthopsis Leachi* und durch *Lamna elegans* in den Tonbänken zwischen den Aschenschichten, bei Kellinghusen (Holstein) durch *Pentacrinus subbasaltiformis;* östlich von Hamburg schließt sich Schwarzenbek an mit *Fusus trilineatus* in den Tonen mit Aschenschichten, und am Kaiser Wilhelm-Kanal wurden sie bei Brei-



ohrt. Diese Vorkommen konnte
en Nachweis der gleichen Bil-
doch dürfte es sich hier höchst
)te Schollen handeln.
en sind 5—120 mm stark und
hre Anzahl ist erheblich (Hem-
0) und es ist wichtig, daß alle
ngröße abnehmen; die obersten
in den darüber liegenden Ton
ge einem einzigen beim Nieder-
geschiedenen Aschenregen ent-
hten durch Kalkspat zu einem
mentstein — verkittet von
iter der mächtigsten, 8—12 cm
sowohl am Liegenden wie am
cm starkem Toneisenstein
siles Holz, Muschelbruchstücke
rauen, harten, splittrigen Ton-
phorsäuregehalt (bis 32 % P_2O_5)
rzenbek, Trittau, Hem-
Malchin usw. fand mit marinen
en.
hen durch Führung von farb-
leineren Körnern und Partikel-
hen Glases und zerbrochenen
hnet.

Von erheblicher Bedeutung und durchaus bezeichnend für Untereocän ist auch der sogenannte Faserkalk, der häufig mit den Basaltaschen zusammen auftritt und aus kurzstengligen, senkrecht stehenden Calcitfasern von $^1/_2$ bis 2 cm Stärke besteht (Schwarzenbek, Fehmarn, Breiholz in Holstein, Steinfeld in Oldenburg, auch Rögle Klint auf Fünen usw.).

Abweichend von den eben erwähnten grauen Toneisensteinen mit erheblichem Phosphorsäuregehalt werden in diesem Horizont noch kleine lederbraune Phosphorite mit Schwerspatkrystallen angetroffen, die zum Teil in jenen tonigen Sphärosideriten, zum Teil frei im Ton stecken (Hemmoor, Schwarzenbek, Trittau, auf Fehmarn, bei Liepgarten, Pisede bei Malchin usw.). Sie führen Radiolarien und Diatomeen und besitzen eine ellipsoidische bis walzenförmige Gestalt, wodurch sie sich von den großen, oft bizarr gestalteten und einen schwachen Glaukonitgehalt führenden Phosphoriten des Septarientones scharf unterscheiden.

Äußerst charakteristisch sind ferner die Tone. Schon oben war angeführt, daß in ihnen die beweisende Fauna des Londontones aufgefunden wurde. Es muß noch nachgetragen werden, daß außerdem auf Fehmarn und bei Hemmoor eine *ranina*-ähnliche Crustacee vorkommt (*Raninoides Gottschei* J. Böhm) (61) und *Nautilus centralis* (Liepgarten); *Fusus trinineatus* kam auch noch bei Trittau zum

Leider ist es heute noch in Deutschland unmöglich, eine Dreiteilung des Paleocäns durchzuführen, die Ablagerungen mußten daher ungegliedert auf der Karte wiedergegeben werden. Diese gibt nur die Verbreitung des heute noch tatsächlich vorhandenen oder vermuteten Paleocäns an, nimmt aber keine Rücksicht auf die Möglichkeit einer Verbindung z. B. nach dem Osten hin.

Von den tertiären Geschieben, die Kade (1128) am Schanzenberg bei Meseritz auffand, könnten manche Arten nach v. Koenen (38) und Oppenheim (893) vielleicht auf verschlepptes Paleocän hinweisen.

Eocän

(Lyell 1832).

Seit Beginn der Eocänperiode sind mindestens gegen 10 Mill. Jahre verflossen.

Marines Untereocän.

An der Wende der Paleocän- zur Eocänzeit machten sich kaum größere Bodenbewegungen bemerkbar als während der Paleocänzeit selbst. Aber im Laufe der Entwicklung gewinnt, wie es scheint, das Untereocän-Meer in Nordwestdeutschland etwas mehr an Boden als in der unmittelbar vorhergehenden Epoche. Dagegen bleiben im Osten des Vaterlandes die Verhältnisse genau so ungeklärt wie vorher; mit vollkommener Sicherheit ist bis heute aus Westpreußen, Posen und Ostpreußen kein anstehendes marines Untereocän bekannt geworden.

Petrographisch unterscheiden sich die zur Untereocänzeit abgelagerten Glieder zum Teil erheblich von denen des Paleocäns.

Das markanteste Glied jener Reihe stellen die Basalttuffe dar, die einen wesentlichen Anteil an dem Aufbau dieser Stufe nehmen; sie sind selbst als Geschiebe, die weit verbreitet im norddeutschen Flachland auftreten, leicht kenntlich.

Anstehend sind tuff-führende Bänke in Deutschland besonders von Gagel nachgewiesen und verfolgt worden. Hierbei muß zunächst auf die schon oben (S. 7—8) erwähnte Bohrung von Breetze bei Lüneburg hingewiesen werden, wo diese Schichten in ungestörter, horizontal liegender Folge 380 m unter dem Rupelton angetroffen sind, während bei Wöhrden die vulkanischen Aschen fehlen. Aufgeschlossen fand Gagel diese Tuffe in vorzüglicher Entwicklung vor allem bei Hemmoor und Basbek Osten (nordwestlich Stade, Provinz Hannover); hier ist das Alter einwandfrei festgelegt durch den Fund von *Xanthopsis Leachi* und durch *Lamna elegans* in den Tonbänken zwischen den Aschenschichten, bei Kellinghusen (Holstein) durch *Pentacrinus subbasaltiformis;* östlich von Hamburg schließt sich Schwarzenbek an mit *Fusus trilineatus* in den Tonen mit Aschenschichten, und am Kaiser Wilhelm-Kanal wurden sie bei Brei-

holz 24 m über der Schreibkreide erbohrt. Diese Vorkommen konnte Gagel neuerdings erweitern durch den Nachweis der gleichen Bildungen im südlichen Oldenburg, doch dürfte es sich hier höchst wahrscheinlich um diluvial verschleppte Schollen handeln.

Diese vulkanischen Aschenschichten sind 5—120 mm stark und besitzen eine hellblau-violette Farbe. Ihre Anzahl ist erheblich (Hemmoor: 20, Basbek Osten mindestens 40) und es ist wichtig, daß alle Schichten von unten nach oben an Korngröße abnehmen; die obersten sind so staubfein, daß sie unmerklich in den darüber liegenden Ton übergehen. Daraus folgt, daß jede Lage einem einzigen beim Niedersinken in Wasser nach der Korngröße geschiedenen Aschenregen entspricht. Sehr häufig sind diese Schichten durch Kalkspat zu einem äußerst festen, zähen Gestein — Zementstein — verkittet von meist tiefschwarzer Farbe. Als Begleiter der mächtigsten, 8—12 cm starken Bank wurden bei Hemmoor sowohl am Liegenden wie am Hangenden zwei Bänke von 10—15 cm starkem Toneisenstein (Sphärosiderit) nachgewiesen, die fossiles Holz, Muschelbruchstücke usw. einschlossen; sie dürften den grauen, harten, splittrigen Toneisensteingeoden mit erheblichem Phosphorsäuregehalt (bis 32 % P_2O_5) entsprechen, die Gagel bei Schwarzenbek, Trittau, Hemmoor, Liepgarten, Pisede unweit Malchin usw. fand mit marinen Mollusken, Landinsekten und Holzresten.

Petrographisch sind die Basaltaschen durch Führung von farblosen Splittern vulkanischen Glases, kleineren Körnern und Partikelchen eines dunkelbraunen palagonitischen Glases und zerbrochenen Plaglioklasen und Augiten gekennzeichnet.

Von erheblicher Bedeutung und durchaus bezeichnend für Untereocän ist auch der sogenannte Faserkalk, der häufig mit den Basaltaschen zusammen auftritt und aus kurzstengligen, senkrecht stehenden Calcitfasern von 1/2 bis 2 cm Stärke besteht (Schwarzenbek, Fehmarn, Breiholz in Holstein, Steinfeld in Oldenburg, auch Rögle Klint auf Fünen usw.).

Abweichend von den eben erwähnten grauen Toneisensteinen mit erheblichem Phosphorsäuregehalt werden in diesem Horizont noch kleine lederbraune Phosphorite mit Schwerspatkrystallen angetroffen, die zum Teil in jenen tonigen Sphärosideriten, zum Teil frei im Ton stecken (Hemmoor, Schwarzenbek, Trittau, auf Fehmarn, bei Liepgarten, Pisede bei Malchin usw.). Sie führen Radiolarien und Diatomeen und besitzen eine ellipsoidische bis walzenförmige Gestalt, wodurch sie sich von den großen, oft bizarr gestalteten und einen schwachen Glaukonitgehalt führenden Phosphoriten des Septarientones scharf unterscheiden.

Äußerst charakteristisch sind ferner die Tone. Schon oben war angeführt, daß in ihnen die beweisende Fauna des Londontones aufgefunden wurde. Es muß noch nachgetragen werden, daß außerdem auf Fehmarn und bei Hemmoor eine *ranina*-ähnliche Crustacee vorkommt (*Raninoides Gottschei* J. Böhm) (61) und *Nautilus centralis* (Liepgarten); *Fusus trinineatus* kam auch noch bei Trittau zum

Vorschein, *Lamna elegans* bei Pisede unweit Malchin, *Pentacrinus subbasaltiformis* (stets in verkiester Erhaltung) auf Fehmarn, am Rögle Klint, bei Hemmoor und bei Pisede. In Dänemark (Rögle Klint auf Fünen) ist auch eine Brachiure des Londontons, *Plagiolophus Wetherelli* Bell, bekannt geworden, bei Thalberg südlich Treptow a. T. *Nautilus Zikzak* Sow. Hemmoor lieferte an Krebsen: *Xanthopsis Leachi* Desm., *Plagiolophus Wetherelli* Bell, *Dromilites Bucklandi* M. Edw., *Thenops scyllariformis* Bell, *Hoploparia* sp. Im allgemeinen muß aber hervorgehoben werden, daß Fossilien im Untereocän zu den Seltenheiten gehören.

Die Tone sind von sehr charakteristischer Beschaffenheit, nämlich außerordentlich fett und schmierig-seifig anzufühlen. »Die Farben wechseln von dunkelbraun, ja fast schwarz und schokoladenfarbig, durch dunkelbraun- und dunkelblau-grau geflammt bis zu reinem, intensivem Blau, zu blaugrün (sehr charakteristische Farbe), gelbgrün; von rotbraun, violettbraun (oft gelb gefleckt), intensiv rot bis orangerot; oft ist es auch nur ein stumpfes, mattes braungrau« (Gagel). Der Farbenwechsel ist oft auffallend schroff. Beim Eintrocknen verlieren diese annähernd kalkfreien bunten Tone, die auf Fehmarn unter dem Namen Tarras allgemein bekannt sind, ihre charakteristischen Farben und sehen dann eigentümlich violettgrau aus, besitzen auch in diesem Zustand eine feinschiefrige Struktur.

Der Lagerung nach scheinen die schmierigen, hochroten Tone, die Gagel als lateritische Zersetzungsprodukte eines tropischen Klimas auffaßt und mit gewissen ähnlichen Bildungen aus der Gegend von Helmstedt vergleicht, immer etwas über den basaltasche-führenden blauen und grauen Tonen zu liegen.

Bemerkenswerte Ergebnisse zeitigte die mechanische und chemische Analyse dieser stark kolloidalen Tone. Es ergab sich (83), daß ein ganz reiner Tarras aus 12 m Tiefe einen Gehalt von **99,8** % tonhaltiger Teile (unter 0,05 mm) besaß und daß in einem anderen Falle nur 3,15 % nicht in Säure lösliche Bestandteile vorhanden waren.

Bei Hemmoor und Basbeck Osten führen die Tuffschichten Diatomeen, die auch in den durch Kalk verkitteten, z. T. ziemlich tonigen Diatomeenschichten Dänemarks — hier Moler genannt — vorkommen und auch als Zementsteine bezeichnet werden. Die wichtigsten Gattungen der Diatomeen sind nach Stolley (127), der 92 Arten des Molers aufführt: *Coscinodiscus*, *Triceratium*, *Trinacria*, *Solium*, *Hemiaulus*, *Corinna*, *Sceptroneis*, *Pyxilla*, *Stephanopyxis* und *Paralia*.

Was die Herkunft der Basaltaschen betrifft, so hat man sie zunächst in Verbindung gebracht mit den in Schonen auftretenden Basalten. Ihr Alter ist nicht mit Sicherheit zu bestimmen, da sie krystallines Grundgebirge durchsetzen in Gängen, die NNO—SSW streichen. Nun hat aber Gagel (80) in einer besondern Arbeit wahrscheinlich zu machen versucht, daß die norddeutschen Aschenlagen mit den westbaltischen Masseneruptionen im atlantischen Ozean (Norden Ir-

lands, innere Hebriden, Faröer, Island, Grönland) im Zusammenhang stehen. Die große Entfernung von 1200—1800 km spielt nach ihm keine Rolle, da er zahlenmäßig nachweist, daß vulkanische Asche in einzelnen Fällen 1100 bis über 2500 km geflogen ist. Aber so wenig an diesen tatsächlichen Angaben zu zweifeln ist, so liegt doch kein Grund vor, anzunehmen, daß bei den zahlreichen Explosionen — sicher über 40 — die Asche dann gerade jedesmal den weiten Weg von mindestens 1200 km zurückgelegt haben sollte. Dazu kommt noch

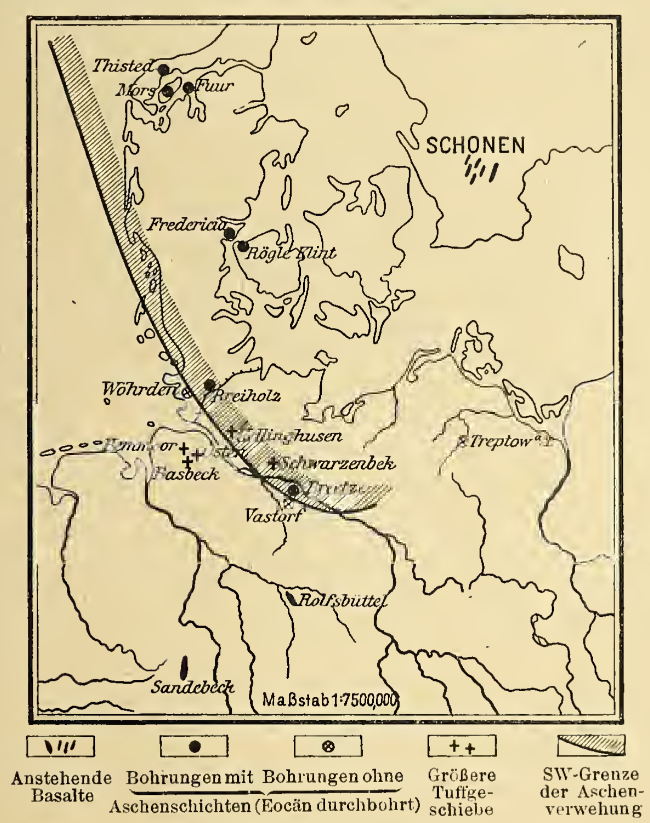


Fig. 2. Basalt und Basalttuffe.

eins. Trägt man diejenigen Punkte auf eine Karte ein, an denen anstehende Tufflagen in Norddeutschland gefunden sind und verzeichnet dabei zugleich diejenigen Stellen, an denen aschenfreies Untereocän durchsunken wurde, so erhält man ein abgerundetes Verbreitungsgebiet der Basaltlagen, in das das aschenfreie Unteroeän von Wöhrden durchaus nicht paßt (siehe Textfigur 2). Denn es ist in keiner Weise einzusehen, warum bei Winden aus dem nordwestlichen Quadranten die Gegend von Wöhrden freibleiben konnte, während bei Breiholz und Breetze Tuffe sedimentiert wurden. Nimmt man aber die Basalte

Schonens als teilweises Ursprungsgebiet an, so bildet die Gegend von Wöhrden eine natürliche Grenze in der Verbreitung; kurz vorher erreichten die Tuffe das Maximum des äolischen Transportes, also in etwa 375 km Entfernung vom Ursprungsort. Ähnliche Verhältnisse ergeben sich für Vastorf, bis zu dem hin die Aschenverwehungen nicht mehr gelangt sind. Ob bei Treptow a. T. die Tuffschichten übersehen sind — die Bohrung stammt aus dem Jahre 1892 —, sei dahingestellt. Ferner ist aber daran zu erinnern, daß nach A. Hennig (103) in der Nachbarschaft der Basalte auf Schonen an zwei Stellen Basalttuffe auftreten, nämlich bei Djupadal ost-nordöstlich von Röstanga und auf Lillö, einer Halbinsel an der Nordostecke des westlichen Ringsees. Die Beschreibung: »Die Tuffe bestehen aus erbsen- bis haselnußgroßen Lapillen, die in einer feinkörnigen, aus Aschenbestandteilen und sekundärem Calcit gebildeten Cementierungsmasse eingelagert sind«, kann doch nur so verstanden werden, daß hier die gröberen Bestandteile (Lapilli) zu Boden fielen, die feineren aber z. T. durch den Wind verschleppt, z. T. aber auch schon an Ort und Stelle zu dem oben wiederholt erwähnten Zementstein verkittet wurden.

Wenig Wahrscheinlichkeit hat es, die Aschenlagen in Verbindung zu bringen mit dem in der Lüneburger Heide nördlich von Braunschweig bei Rolfsbüttel erbohrten Basalt, den Harbort erwähnt. Jener tritt als ein NW—SO streichender Gang in einem Gips-Anhydritlager des dortigen Zechsteinsalzhorstes auf und dürfte vielleicht gleichaltrig sein mit der großen Reihe der weiter südlich bekannten Basaltvorkommen, die bei Sandebeek beginnen und meist wohl ein miocänes Alter besitzen.

Es scheint nach alledem, daß die Herleitung der Aschenschichten aus jenen oben angeführten entfernten Gebieten, wie Gagel will, unnötig ist, und es genügt trotz der relativen Feinheit des Kornes — in den gröberen Lagen an der Unterkante der Tuffschichten 1—3 mm Durchmesser — doch wohl schon ihre Zurückführung auf die Basalte von Schonen, die demnach ein untereocänes Alter besitzen würden. Neuere Untersuchungen von Korn haben weiter ergeben, daß auch in der Ostsee Ausbruchsstellen gesucht werden müssen. Dieselbe Ansicht vertritt Bøggild (60), der annimmt, daß die Vulkane an mehreren Stellen des Skagerrak und der Ostsee gelegen haben. Wichtig sind auch seine petrographischen Ergebnisse, nach denen die sauersten Aschenlagen liparitischer Natur sind, andere auf dacitische und andesitische Tuffe hinweisen. Auf jeden Fall hat es sich sicher um eine ganz enorme vulkanische Tätigkeit in jener Periode gehandelt.

Das Alter der Basalttuffe ist durch die oben angeführten Fossilien sichergestellt, auch sind ja die Bildungen des gesamten norddeutschen Miocäns völlig frei von Aschenschichten. Die Basalte auf Schonen — etwa 70 isolierte Vorkommen — dürften daher, was das Alter betrifft, den ältesten Basalteruptionen auf Island mit den eingelagerten Braunkohlenflözen an die Seite zu stellen sein, ebenso den Basalten im südwestlichen Teil von Grönland und den gleichen

Bildungen auf den Faröer-Inseln mit den ebenfalls eocänen Braunkohlen-Zwischenlagen. Etwas jünger dürften die vicentinischen Basalte sein. Außer diesen eocänen Basalten sind noch ältere bekannt, nämlich paleocäne von Italien (siehe S. 12) und solche vom König-Karl-Land, die an die Grenze vom Jura zur Kreide oder zum Neocom gestellt werden[1]).

In Mecklenburg besitzt nach Geinitz das Eocän bei Dietrichshagen und Gr. Klein unweit Warnemünde die erhebliche Mächtigkeit von 317 und 365 m, es fragt sich aber, ob nicht vielleicht die tieferen Partien zum Paleocän gehören könnten; das Liegende ist Senon.

Eine genaue Grenze des marinen Untereocäns heute zu ziehen, ist unmöglich, vor allem in südlicher Richtung. Hier erreicht in der Gegend von Celle und zwar auf den Blättern (1:25 000) Winsen a. d. A., Celle, Beedenbostel, Fuhrberg und Wathlingen das Tertiär eine Mächtigkeit von 300 m. Die hangenden Schichten gehören vermutlich zum Septarienton und Unteroligocän, die liegenden vielleicht zum Eocän oder gar Paleocän. Diese tieferen Ablagerungen bestehen aus plastischen Tonen mit glaukonitischen Sandsteinbänkchen, in denen sich vereinzelte Spongiennadeln fanden. Die Tone sind teils kalkig, teils kalkfrei, die Sandsteinbänke besitzen meist eine geringe Mächtigkeit von wenigen Zentimetern, selten bis 1 m, eine graue bis grünlichblaue Farbe und sind vielfach stark mit Schwefelkies imprägniert.

Unklar bleiben auch vor allem die Verhältnisse bei Berlin. Hier wurden in der Bohrung Gr. Lichterfelde durchsunken von

273 —277 m kalkreicher roter Tonmergel,
277 —280 » feiner hellgrauer Quarzsand,
280 —281,5 » grauer, grünlicher und rotbrauner Mergel,
281,5—306 » feiner, grauer, kalkfreier Quarzsand.

Diese Schichten sind zum Eocän gestellt, obwohl in dieser Formation weder rote Tone noch mächtige Quarzsande beobachtet sind. Viel eher ist der rote Tonmergel als Labiatuspläner, die darunter folgenden Quarzsande mindestens von 281,5 m an als Gault zu deuten, wozu die Stellung der als Paleocän angesprochenen Schichten als Gault oder Hils sehr gut passen würde.

Ähnlich unsicher ist die genaue Stellung der bei Grünau erbohrten Schichten. Unter etwa 40 m Diluvium folgt zunächst überwiegend sandiges Tertiär (40 bis 80 m), darunter überwiegend Tone (80 bis 140 m). In 120 m finden sich in einer 1 m mächtigen Sandschicht Brandungsgerölle, die nach Keilhack (108) ein Analogon zu den paleocänen (nicht eocänen) Puddingsteinen sein sollen und sich aus Hornsteinen, grauen Quarziten, Graniten und Porphyren zusammensetzen. Proben waren von der Bohrung nicht vorhanden. Da ein Transport aus dem mitteldeutschen Gebiet abgelehnt wird, bestehe nur die Möglichkeit, daß in nächster Nähe von Berlin ein Horst von

[1]) Hamberg, Über die Basalte des König-Karl-Landes. Stockholm Geol. Fören. Förh. Bd. 21, 1899.

Palaeozoicum aufrage. Viel näher liegt die Auffassung, in den sandigen Schichten sogenannte oberoligocäne Meeressande zu erblicken, die heute als limnisches Miocän anzusprechen sind, die darunter folgende tonreiche Stufe aber als Septarienton aufzufassen. Dieser ist ja unter und bei Berlin weit verbreitet und führt gelegentlich an seiner Basis eine Geröllschicht als Zeichen von Bodenbewegungen. Diese könnte vom Magdeburger Uferrand stammen.

Ungleich besser ist das Untereocän begründet, das Klautzsch (109) im östlichen Teil der Mark Brandenburg bei Schlagenthin, Kr. Arnswalde, nachwies. Das Profil lautet:

0 —132,5 m	Diluvium,
132,5—148 »	terrestrisches Miocän,
148 —241 »	Untereocän,
241 —296,2 »	Cenoman,
296,2—350 »	Gault.

Das Untereocän, das hier also transgrediert, bestand aus einem fetten, schwarzen Ton mit *Fusus* cf. *trilineatus* Sow., glimmerhaltigem Quarzsand und feinem konglomeratischen Kalksandstein mit abgerollten Stielgliedern des jungcretacischen *Pentacrinus Bronni* v. Hag.

Auch bei Greifswald transgrediert Ton des Untereocäns mit Schwefelkies-Diatomeen über Cenoman.

Ob Alttertiär vielleicht noch in der Bohrung Gollenberg bei Köslin sowie in Köslin selbst angetroffen ist, worüber O. Schneider (120) berichtet, ist unbestimmt: möglicherweise handelt es sich wenigstens bei der Bohrung Köslin hinsichtlich der als Kreide angesprochenen Bildung um Eocän.

Manche andere Punkte, die meist von Gagel (74) angeführt sind: Jatznick bei Pasewalk, Strasburg in der Uckermark usw., aber auch wohl in Soldin i. d. M. (107), zeigen, daß vielfach neben Septarienton Untereocän vorhanden ist.

In Dänemark ist marines Untereocän weitverbreitet und zwar einmal in Form bunter plastischer Tone (Kl. Belt, Refnees), sodann als Moler mit vulkanischen Aschen. Als terrestrische Bildungen deutet Gagel (75) gewisse braunkohleartige lettige Bänke am Rögle Klint (NW Fünen) und bringt damit das Vorkommen fossiler Hölzer (Palmenreste) von nordhannoverschen und holsteinischen untereocänen Toneisensteinen in Verbindung, ebenso den Fund von *Daphnogene Kanei* Heer aus vulkanischer Asche führenden Molerschichten Nordjütlands. Dagegen könnte die Liane aus »paleocänen« Tonen der Greifswalder Oie, die nach Schuster (122) eine Rebe (*Vitoxylon Coheni*) ist, wohl eingeschwemmt sein, ebenso ein ausgezeichnet erhaltener Cedern-ähnlicher Zapfen ebendaher (96). Die Ablagerungen von Dänemark greifen etwas auf Südschweden über.

Das westbaltische Untereocän setzt sich in den Niederlanden weiter fort und ist dort als Paniselien und Ypresien entwickelt. Bekannt ist seine weitere Verbreitung in Belgien, Frankreich und England. Zu gleicher Zeit greift das zentrale Mittelmeer (Tethys) nach N

und S erheblich über die Ufer und dringt bis Südbayern und Nordafrika (Ägypten) vor. Reich entwickelt ist ferner das Eocän in Norditalien und in Nordamerika. Marine Ablagerungen eocänen Alters finden sich auch an der Ostküste von Grönland (117). Nicht unerwähnt mag schließlich bleiben, daß auf Spitzbergen nach Nathorst (114) u. a. zwei fossil-führende marine Horizonte auftreten, die Anklänge an das Eocän, mehr aber noch an das Miocän zeigen, doch erlaubt leider die ungenügende Erhaltung der Muscheln keine sichere Horizontierung.

In Nord-Rußland fehlt älteres Eocän.

Von ausschlaggebender Bedeutung sind die Geschiebe, denn auf Grund sehr sorgfältiger Untersuchungen konnte Stolley (1141) ihr Alter feststellen und durch weitere eingehende Vergleichung der diatomeenhaltigen Schichten die geologische Stellung der dänischen Molerformation überhaupt bestimmen. Er zeigte, daß gewisse Toneisensteingeoden, die *Aporrhais Sowerbyi* Mant., *Cassidaria*, *Natica*, *Bulla*, *Valvatina rhaphistoma* Stolley, *Leda*, *Lucina*, Teleostiereste, wohlerhaltene Insektenreste, kleine pyritisierte Früchte und Holzstücke von Coniferen enthalten, als gleichalterig mit dem Londonton anzusehen sind. Das Auftreten dieser heterogenen Elemente spricht dafür, daß jene Ablagerung zwar im Meer, aber an der Mündung großer Ströme oder im Bereich des Aestuariums abgesetzt wurden. Ebenso verhielt es sich mit den Diatomeen, deren zierliche Kieselskelette zum großen Teil gleich den eben erwähnten Früchten einen feinen, glänzenden Überzug von Schwefelkies tragen. Auf diesen grundlegenden Untersuchungen Stolleys baute dann Gagel mit großem Erfolg seine weiteren Beobachtungen in Norddeutschland auf.

Es liegt in der Natur der Sache, daß die leicht zerstörbaren kolloidalen Tone des Untereocäns nicht allzu weit nach Süden glazial verschleppt werden konnten. Die größten Geschiebe dieser Art finden sich daher im Norden des Vaterlandes, und am bekanntesten ist ihr Vorkommen auf der Oie. Während hier Senon, Cenoman und Gault sicher im Diluvium schwimmende Schollen darstellen, tritt der untereocäne Ton vielfach an der Basis des Geschiebemergels auf und ragt in diesen oft spitzkegelförmig herein. Er könnte daher hier auch anstehend sein, doch spricht seine hohe Lage im Vergleich mit anderen anstehenden Vorkommen viel eher für Geschiebenatur. In gewaltiger Verbreitung sind aber Tone dieser Stellung nördlich von Stettin am Oderufer sowie auf dem Warsower Plateau entwickelt, oft in inniger Berührung und Verknetung mit Rupelton, für den sie früher angesehen wurden.

Bemerkenswert ist das Vorkommen eocäner Sandsteine an der Südküste von Schonen, besonders in der Gegend von Ystad; diese Blöcke führen *Turritella edita*, *T. hybrida*, *Corbula Lamarckii* u. a. m. Massenhaft lassen sich lose Turritellen aus der Gruppe der *Turritella imbricataria* Lam. bei Garz und Sagard auf Rügen sammeln, die wohl diesem Horizont zuzurechnen sind (66).

Von Gr. Waplitz (Kr. Stuhm, Westpr.) beschrieb Jaekel[1])

[1]) Ber. Westpr. Prov.-Mus. 1901.

einen Seitenzahn von *Carcharodon heterodon* Ag., der vielleicht zerstörten Eocänschichten entstammen könnte.

Deecke (62) wies auf eocäne Kieselschwämme hin, die als Geschiebe in Vorpommern und Mecklenburg verbreitet sind. Ausgedehnter ist das Vorkommen der äußerst charakteristischen Basaltaschen-Geschiebe. Sie zeigen angewittert eine schichtenförmige, gebänderte Wechsellagerung von hellbraunen und schwarzen Lagen, deren einzelne Schichten eine Stärke von wenigen Millimetern bis zu 12 cm besitzen können. Die festeren schwarzen Lagen treten nicht selten rippenartig vor den leichter angreifbaren hellbraunen hervor. Auf dem Bruch besitzt das äußerst feste, zähe und oft durch kohlensauren Kalk verkittete Gestein eine tief blauschwarze Farbe. Geschiebe dieser Basalttuffe sind durch das ganze norddeutsche Tiefland verbreitet, gehören aber immerhin zu den selteneren Funden. Im einzelnen seien ohne Anspruch auf Vollständigkeit angeführt:

Holstein und Lübeck (Tangstedt, Kollow, Krummesse, Schwarzenbek, Ritzerau, Steinhorst, Westerbau, Kiel, Ratzeburg, Travemünde, Gahlersdorf und Kathrinenhof auf Fehmarn);

Oldenburg (Damme und Steinfeld);

Hannover (Osnabrück, Müden, Kl. Mahner);

Prov. Sachsen (Wellewitz bei Eilenburg, Dieskau, Döllnitz, Gröbers);

Kgr. Sachsen (Konnewitz);

Brandenburg (Rheinsberg, Marienhöhe bei Soldin, Bernstein, Göritz bei Küstrin, Eberswalde);

Posen (Schimankowo);

Mecklenburg (Neubrandenburg);

Pommern (Greifswalder Oie, Wolgast, Stargard, Massow bei Eichwalde, Dietersdorf bei Falkenburg);

Ostpreußen (Bromkowen bei Sensburg).

Bei Ermittlung der Heimat der Basaltgeschiebe selbst (nicht der Tuffe) ist indessen eine gewisse Vorsicht am Platz, denn ein Teil der Funde in der Prov. Sachsen und Brandenburg könnte sich auch von dem Elbsandsteingebiet (jüngere Basalte) herleiten. Einen Überblick über die in Norddeutschland verbreiteten Basaltgeschiebe nordischer Herkunft geben Petersen[1]), Milthers (1133) (Taf. II) und Korn[2]).

Hinsichtlich der kartographischen Darstellung ist es nicht immer ganz sicher, ob einige als anstehend angegebenen Punkte nicht vielleicht größere Geschiebe darstellen.

Eine Gliederungstabelle ist am Schluß des Eocäns (S. 28) aufgeführt.

Marines Mitteleocän.

Marines Mitteleocän ist bisher in Norddeutschland nicht bekannt geworden, es ist auch nicht sehr wahrscheinlich, Schichten dieses Alters hier anzutreffen, da die zahlreichen Tiefbohrungen nichts davon nachgewiesen haben und, wie es scheint, sowohl Dänemark als auch fast die gesamten Niederlande frei sind von diesen Bildungen; nur eine

[1]) Mitt. Geogr. Ges. Hamburg XV, 1899. Karte 2.

[2]) Jahrb. Pr. Geol. Landesanst. f. 1918, I, S. 29.

einzige Bohrung von Zuid-Barge, Prov. Drenthe, hat geringmächtiges Mitteleocän nachgewiesen. Erst in Belgien ist diese Stufe als Bruxellien, Laekanien und Ledien weiter verbreitet, und Geschiebe dieses Alters, nummulitenführende kieselige Gesteine, erwähnt Martin (1131) von Hellendoorn und Oldebroek. Sie enthalten *Nummulites laevigatus* Lam. und den unbestimmbaren Abdruck eines Gastropoden *(Turritella?)*.

Bemerkenswert sind lose Konglomeratblöcke von Aachen, die gänzlich aus gutgerollten Feuersteinen mit Sandsteinbindemittel bestehen und nach Holzapfel (136) eine kleine marine Fauna von mangelhafter Erhaltung führen, darunter eine *Ancillaria*, die ganz der mitteleocänen *Anc. buccinoides* Lam. gleicht.

Landbildungen des Eocäns glaubt Verfasser in den Knollensteinen von Finkenwalde bei Stettin erblicken zu müssen. Da das Untereocän-Meer dieses Gebiet aller Wahrscheinlichkeit nach bedeckt hat, kann es sich nur um Mittel- oder Obereocän handeln, doch vgl. S. 10.

Geschiebe dieser Quarzite führt Gottsche (860) von Winterhude und Brahlitz an; häufiger sind sie von Berendt in Westpreußen beobachtet worden, und zwar vor allem bei Neufietz und Saskoschin. Die zahlreichen Pflanzenreste stimmen nach Friedrich mit den (eocänen) Vorkommen in den Knollensteinen von Sachsen gut überein. Diese Landbildung dürfte sich demnach noch recht weit in das Baltikum hinein erstreckt haben.

Während also ganz Nord- und Mitteldeutschland zu dieser Zeit Festland war infolge einer ausgedehnten flächenhaften Landhebung, sind in Süddeutschland Sandsteine, Kalke, z. T. oolithische Eisensteine dieses Alters mit Nummuliten auf große Erstreckung zu verfolgen. Heute erscheinen sie allerdings infolge des von Süden herkommenden Druckes bei Auffaltung der Alpen zur jüngeren Tertiärzeit auf eine recht schmale Zone zusammengepreßt (siehe Taf. 3). Es sind das die sog. Kressenberger Schichten von Bayern, die den Einsiedeln-Schichten der Schweiz entsprechen. Hauptverbreitungspunkte sind Mattsee, Teisendorf, Neubeuern (»Granitmarmor«), Grabbenau, Marienstein, Tölz, Enzenau, der Grünten usw. Sie bestehen aus Kalken, tonig-mergeligen Schiefern, glaukonitischen Mergelsanden usw. und sind stellenweise überaus reich an Foraminiferen, besonders Globigerinen, Nummuliten (mehr als 20 Arten), sowie anderen marinen Formen; die wichtigsten sind bei Gümbel, Geologie von von Bayern, II, auf S. 203 und 204 aufgeführt. Der Reichtum an Globigerinen betrug in einem Kubikzentimeter einer Mergelprobe aus dem Lochgraben mehr als 10000 und der der begleitenden Kokkolithe gegen 36000!

Neuerdings ist Rothpletz (118) geneigt, gewisse Ablagerungen von Tölz zum Untereocän zu stellen, siehe auch Nachtrag S. 176.

Marines Obereocän.

Die zu Beginn der Mitteleocän-Zeit erfolgte Landhebung hielt nicht allzulange an, denn bereits während des Obereocäns machen sich Zei-

chen einer von neuem beginnenden Landsenkung bemerkbar. Diese äußerte sich darin, daß das Meer sowohl von W als auch von O her vordrang und gewisse, wenn auch beschränkte Gebiete überflutete, während der dazwischen liegende Anteil noch Festland blieb.

Sichergestellt ist das marine Obereocän in Deutschland fast allein durch die Tiefbohrung von Wöhrden (s. S. 7), die Gagel (151) beschrieb. Hier treten von 585 (?)—630 m grünlichgraue Tonmergel auf mit Fossilien der Bartonstufe: *Voluta ambigua* Sol., *V. scalaris* Sow., *Rimella rimosa* Sow., Dentalien, *Lunulites*, Krebsresten *(Xanthopsis)* u. a. m.

Bei der von Gagel angenommenen Deutung würde darunter sofort marines Untereocän folgen, falls man nicht aus dem Vorkommen von *Pleurotoma ligata* Edw. allein auf Mitteleocän schließen wollte. Aber wichtig scheint zu sein, daß an der Basis dieser Tonserie der Sandgehalt derartig zunimmt, daß man »zum erstenmal von einer sehr festen, sehr tonigen, sehr feinkörnigen Kalksandsteinbank reden kann«. Vielleicht hat man in ihr die Transgressionsschicht des Obereocän-Meeres zu erblicken.

Nach Gagel könnten auch gewisse bei Schwartau erbohrte, sehr kalkreiche grüne Tonmergel hierher gehören.

Die Transgression hat möglicherweise auch die Gegend von Bremen berührt, denn Wolff (166) vertritt die Ansicht, daß gewisse, in der Bohrung von Ördekenbrück nachgewiesene fette Tone, grüne Sande und Quarzkiese wohl zum Obereocän zu stellen sind. An Fossilien bestimmte ihm Vincent:

Nummulites laevigatus, var. *scabra* L. (1 Ex.)
Beloptera belemnitoidea Blainv.
Belosepia Oweni Sow.
Physodon sp.
» *secundus* Winkl.
» *tertius* Winkl.
Myliobatis sp.
Glyptorhynchus (Coelorhynchus) sp.
Notidanus serratissimus Ag.
Oxyrhina sp.
Odontapsis macrota Ag.

Bemerkenswert ist hier das Auftreten von Nummuliten, die demnach in Obereocän zum erstenmal Deutschland erreicht hätten. Aber Koert ist nach gütiger mündlicher Mitteilung der Ansicht, daß die Schichten aus faunistischen und stratigraphischen Gründen wohl eher zum Unteroligocän gehören. Freilich sind in den nordöstlichen Niederlanden (Provinz Overyssel und Drenthe) nummulitenführende glimmerhaltige Glaukonitsande des Obereocäns nachgewiesen, während in Belgien Nummuliten im gesamten Eocän beobachtet werden. An Geschieben war in Deutschland von G. Müller ein nummulinenführender Kalksandstein im Diluvium von Hittfeld südlich von Harburg aufgefunden, das nach Untersuchung von Koert *Nummulina germanica* Rss. führt und wohl dem Eocän angehören dürfte, und Martin (1131) erwähnt den Fund eines nummulitenhaltigen Gesteins aus Mecklenburg ohne nähere Ortsangabe und Beschreibung. Nach gütiger Mitteilung des Herrn E. Geinitz liegt im Museum von Rostock ein kleines Stück grauen Eocän-Sandsteins aus der Gegend von Schwerin, das kleine Nummuliten enthält: vielleicht ist dieses das von Martin erwähnte Geschiebe (vgl. Textfigur 3).

Aus dem Unteroligocän ist *Nummulina germanica* Rss. bekannt geworden von Westeregeln (172), doch tritt diese Form auch noch in das Mitteloligocän über, wo sie durch Reuß (526) im Septarienton von Stettin, durch Koert (479) in gleichaltrigen Bildungen der Lüneburger Heide (Tiefbohrung von Breetze bei Lüneburg) aufgefunden wurde. Diese den Nummuliten nahe verwandte Form erscheint auch bei Winsen a. L. in Ablagerungen, die nach Koert wohl dem Unteroligocän angehören. Überhaupt scheint sie in dieser Stufe ihre größte Verbreitung in Deutschland gehabt zu haben, denn

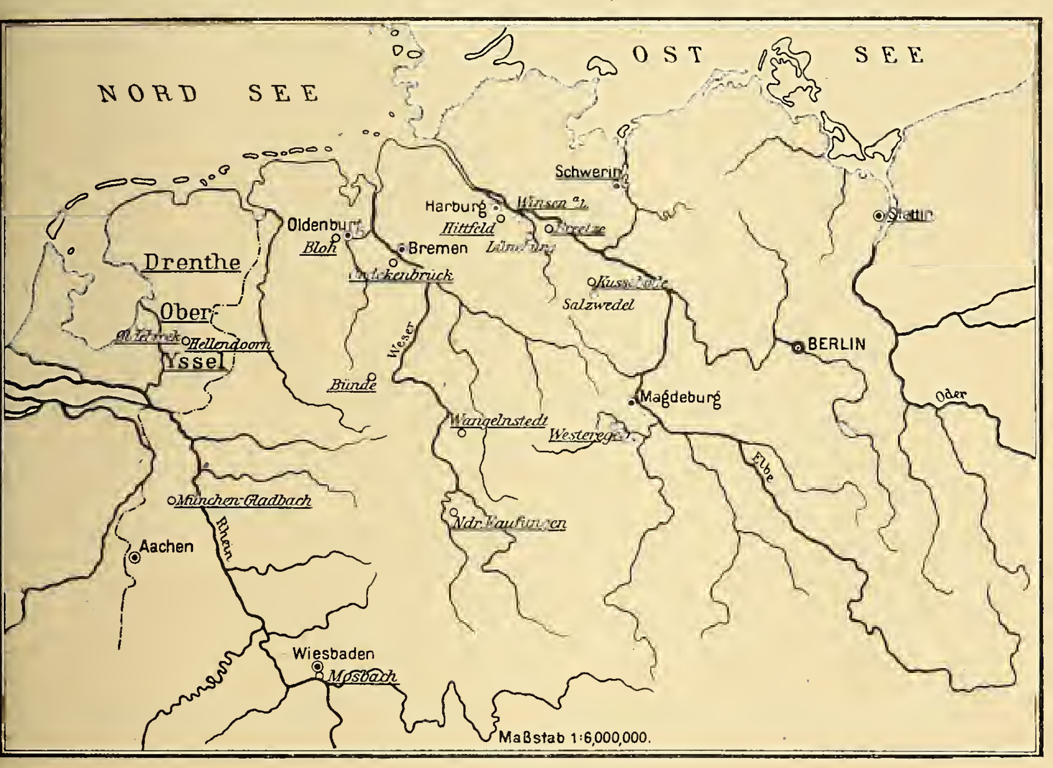


Fig. 3. Zur Verbreitung der Nummulinen.

sie fand sich in zahlreichen Exemplaren in dem gleichen Horizont bei einer Tiefbohrung von Bloh in Oldenburg, worauf den Verfasser Herr Bergrat Schmierer gütigst aufmerksam machte. Herr Geheimrat E. Zimmermann hatte die Freundlichkeit, dem Verfasser die Ergebnisse einer bei Kussebode (nördlich von Salzwedel) niedergebrachten Tiefbohrung zur Verfügung zu stellen, bei der aus 470—490 m Tiefe u. a. *Amphistegina* zutage kam aus Schichten, die dem Unteroligocän, vielleicht auch dem Obereocän angehören; die tiefsten Bildungen bestehen aus glaukonitischen Sanden mit Phosphorit und grauen, tonigen, feinkörnigen Sanden. Aus einer Bohrung von Wangelnstedt

zwischen Einbeck und Holzminden (Unteroligocän) gab Grupe (199) ebenfalls *Amphistegina nummularia* Rss. (= *Nummulina germanica* Rss.) bekannt. Diese Form ist außerhalb Deutschlands noch anstehend beobachtet im Unteroligocän des Mt. Brione bei Riva und im Mitteloligocän von Gaas (Landes). Vom Doberg (Oberoligocän) führt Reuß (728) eine ziemlich große *Amphistegina* an, sowie von Niederkaufungen (Oberoligocän) *Nummulites planulatus* Lam., der in älteren Schichten weiter verbreitet ist. Dagegen stammen der in den Mosbacher Sanden aufgefundene geschrammte Nummulitenkalk[1])

Überblick über die Funde nummulitenähnlicher Formen in Deutschland.

	Lorenzdorf b. Kujau O.S.	Hohndorf, Bobrek usw. O.S.	Doberg b. Bünde	Stettin	Breetze	Westeregeln	Winsen a. L.	Bloh b. Oldenburg	Wangelnstedt	Niederkaufungen b. Kassel	Kussebode	Ördekenbrück b. Bremen	Hittfeld	Schwerin	Mosbach b. Wiesbaden	München-Gladbach
Mittelmiocän . . .		+														
Untermiocän . . .	+															
Oberoligocän . . .			+							+						
Mitteloligocän . . .				+	+											
Unteroligocän . . .						+	+	+	+		+					
Obereocän (? ?) . . .												+	|	|	|	
Mitteleocän													+	+	+	
Untereocän													|	|	|	
	Amphistegina Haueri d'Orb.		*Amphistegina* sp.	*Amphistegina nummularia* Rss. = *Nummulina germanica* Rss.						*Nummulites planulatus* Lam.	*Amphistegina* sp.	*Nummulites laevigatus*, var. *scabra* Lam.	cf. *Amphistegina nummularia* Rss.	?	Alpine Gerölle mit *Nummulites*	

[1]) Fr. Kinkelin, Geschrammte Geschiebe von Nummulitenkalk in Mosbacher Sanden Zentralbl. f. Min. usw. 1902, S. 254.

sowie die drei Gerölle mit Nummuliten aus der Hauptterrasse des Rheines von München-Gladbach[1]) vermutlich aus den Alpen.

Schließlich ist in viel jüngerer Zeit, während der I. und II. Mediterranstufe, *Amphistegina Haueri* d'Orb. von der Tethys in vereizelten Exemplaren unmittelbar bis nach Oberschlesien vorgedrungen (917, 926).

Nummulinen erscheinen daher in Deutschland zuerst spärlich im Eocän, werden etwas häufiger im Unteroligocän, um im Oberoligocän wieder recht selten zu werden. Aber wie verschieden ist ihr Auftreten in Deutschland gegenüber den echten Nummuliten mancher alpinen Vorkommen. Bei uns erscheinen ein paar kümmerliche Formen verwandter Arten, vielleicht sogar nur eine einzige Spezies, und diese Reste gehören meist zu den größten Seltenheiten. Ganz anders dagegen die echten Nummuliten der Alpen, wo diese Tiere zu Millionen auftreten und ganze Bänke gesteinsbildend erfüllen.

Da es sich bei den Nummuliten nach unserer heutigen Kenntnis um tropische Tierformen des Seichtwassers handelt und jene Perioden des Alttertiärs in Mitteleuropa durchaus tropischen oder subtropischen Charakter trugen, kann man nur annehmen, daß diese Meere von nordischen Strömungen mit kälterem Wasser beeinflußt wurden, zumal ja damals eine unmittelbare Verbindung der Tethys, wo die Nummuliten heimisch waren, mit Norddeutschland nicht bestand. Semper (161) lehnt die Annahme borealer Meeresströme aus mancherlei Gründen — eocäner Laterit in Irland u. a. m. — ab und ist der Ansicht, daß ein etwa von Nordwesten kommender Fluß des englischen Eocäns dem Vordringen der Nummuliten usw. eine Grenze setzte und daß ein eocäner Meeresarm nicht im Gebiet der Nordsee und westlich von Skandinavien zu suchen sei; sondern im Gegenteil östlich von Skandinavien, quer durch das später vereiste Gebiet hindurch. Die erste Annahme ist möglich, die letztere wird aber durch keine einzige Beobachtung gestützt.

Abgesehen von den nummulitenähnlichen Formen des Alttertiärs ergeben sich aber auch noch unverkennbare Anklänge an den Flysch der Alpen durch die petrographische Ausbildung der Gesteine des Alttertiärs in Südholstein und Nordhannover, sowie durch Führung von Fucoiden (153).

Kehren wir zu den tatsächlichen Funden zurück, so wurde bereits oben (S. 8) erwähnt, daß Koert unter Vorbehalt gewisse Schichten in der Bohrung Breetze bei Lüneburg als Obereocän deutet, so daß das Meer damals möglicherweise bis in diese Gegend vorgedrungen wäre.

Bei Hemmoor liegen nach Kautsky (872) über Mucronatenkreide mächtige graue, sehr plastische Tone des Untereocäns, über denen stellenweise fossilleere Glaukonitsande beobachtet werden, die nach Gripp vielleicht obereocänen Alters sind. Das Hangende besteht aus fossilreichem, sandigem, marinem Miocän.

[1]) H. Brockmaier. Verkieselte Versteinerungen und das Liegende der Hauptterrasse. Ber. Vers. Niederrh. Geol. V. 1909, S. 3—5.

Gliederung des **Eocäns** (meist nach E. Kayser).

	Deutschland	Gegend von Paris	Belgien	Gegend von London	Südrußland
Obereocän (Ludien, Bartonien, Auversien)[1]	Tonmergel von Wöhrden; Quarzkiese von Ördekenbrück bei Bremen ? ? (m)	Marnes à Pholad. ludens (br) Sables de Cresne (m, br) Calcaire de St. Ouen (l) Sables de Beauchamp (m)	Asschien (m) Wemmélien (m)	Untere Headon-Hill-Schichten (Insel Whight) (br) Barton clay (m)	Spondylus-Tone (Kijew-Stufe) (m) Schichten von Butschak (m);
Mitteleocän (Lutétien)	?	Calcaire grossier (Pariser Grobkalk) (m)	Ledien (m) Laekanien (m) Bruxellien (m)	Bracklesham-Schichten (m)	Sandsteine von Saratow (m)
Untereocän (Cuisien oder Yprésien)	Basalttuffe, Toneisensteingeoden, Phosphorite, Faserkalke, bunte, oft stark kolloidale Tone in Norddeutschland (m)	Sables inférieurs oder sables de Cuise (m)	Panisélien (m) Yprésien (m)	London clay (m)	—

[1]) Von Auvers-sur-Oise (Dép. Seine-et-Marne).

Im Osten des Vaterlandes ist — ohne Beweis — der hangende Teil der sogenannten Grauen Letten von Jentzsch als Obereocän aufgefaßt. Wie oben (S. 10) geschildert, liegen die Grauen Letten konkordant unter marinem Unteroligocän und führen in der oberen Abteilung die sogenannte »Untere Blaue Erde« mit Bernstein. Diese könnten daher, wie Kaunhowen meint, der tiefsten bernsteinführenden Schicht in Rußland, dem obereocänen Spondyluston, entsprechen. Damit würde die Tektonik gut übereinstimmen, denn die im Westen und Osten Deutschlands im Obereocän beginnende Landsenkung erweitert sich in der unmittelbar darauf folgenden Periode, dem Unteroligocän, in dem Sinne, daß die beiden bisher getrennten Meere sich berühren und zusammenfließen; sie bilden nunmehr einen einzigen breiten, aber seichten Arm, der sich quer durch Deutschland hindurchzieht.

An der Zusammensetzung dieser vielleicht als Eocän zu deutenden Schichtenfolge beteiligen sich hellgraue, sandige Letten, die sogenannten Grauen Letten von Jentzsch, und graugrüner, glimmerreicher toniger Sand, reich an Bernstein, die sogenannte Untere Blaue Erde von Kaunhowen. Die liegenden Schichten bestehen aus grünem, tonigem Sand, gelegentlich mit Spuren von Kalkgehalt (von Schalresten) und mit Knollen von glaukonitischem Sandstein. Die Mächtigkeit dieser ganzen Serie mag 20—25 m betragen.

Die Verbreitung der Grauen Letten geht aus der Karte (Taf. 4) hervor; vielleicht sind aber noch die unter dem Unteroligocän zu Heilsberg erbohrten Schichten z. T. zum Obereocän zu stellen (157).

Die Verbindung nach Rußland hin fehlt allerdings heute, und doch muß sie früher im Alttertiär einmal vorhanden gewesen sein, wie das Auftreten der Grauen Letten vermuten läßt, die nach Ansicht der Fachgenossen sicher älter sind als Unteroligocän.

In Rußland treten nach R. Michael (159) im Dnjepr-Gebiet zu unterst neben untergeordneten Quarzsanden mit lignitischen Beimengungen glaukonitische Sandsteine auf, die sogenannten Schichten von Buczacz, deren marine Fauna etwa an die Grenze von Mittel- zum Obereocän zu stellen ist. Die darüber liegenden blauen Tone der Kijewstufe mit Fischresten und wenigen Mollusken gehören sicher zum Obereocän (Spondylus-Tone).

Das Meer der Obereocän-Zeit setzte sich nach Norden weiter fort zum »Skandik« von Arldt (148), der östlich von Grönland lag, stand aber im Süden mit dem »Mediterranik« nur mittelbar in Verbindung durch den »Atlantik«.

Bernstein.

Es ist hier auch der Ort, des Bernsteins zu gedenken, jenes fossilen Harzes, das in Deutschland vorzüglich im Samland (Ost-

preußen) verbreitet ist, einmal weil die Frage nach seinem Alter noch offen ist, sodann, weil seine Verbreitung in Verbindung steht mit gewissen alttertiären marinen Schichten.

Hinsichtlich seines Alters betrachtet ihn die ältere Auffassung als unteroligocän wegen des Muttergesteins, in dem er auftritt. Aber schon Conwentz, Jentzsch u. A. wiesen auf die Möglichkeit eines höheren Alters, nämlich Eocän, hin. Neuerdings tritt Tornquist (267) wieder mit Energie für die frühere Ansicht ein, daß der Bernstein sich zur Zeit des Unteroligocäns gebildet habe. Eine völlig einwandfreie Entscheidung müßte sich auf Bestimmung der in dem Harz eingeschlossenen Pflanzenreste stützen, doch lassen diese, die Kaunhowen (209) zusammenstellt, eine sichere Bestimmung, ob eocän oder unteroligocän, bis jetzt nicht zu.

Verfolgt man stratigraphisch die Verbreitung des Bernsteins, so findet er sich zunächst in Rußland bei Kijew im Spondylus-Ton, also im marinen Obereocän, einer Bildung, die von Kaunhowen und Jentzsch der Unteren Blauen Erde gleichgestellt wird. In letzterer ist er im Samland weit verbreitet. In der nächst jüngeren Stufe, im marinen Unteroligocän, tritt der Bernstein sowohl im Samland auf (Obere Blaue Erde), wie auch im Donez- und Dnjeprgebiet Rußlands (Charkow-Stufe). Ob das von Krause[1]) beschriebene Vorkommen in der Tiefbohrung von Heilsberg in Ostpreußen zur Oberen oder Unteren Blauen Erde gehört, läßt sich vorläufig nicht entscheiden.

Von jenen beiden marinen Horizonten ist dann der Bernstein in noch jüngere Ablagerungen verschleppt, in Rußland in die Süßwasserbildungen des Dnjepr- und Donezgebietes, die dem Mittel- (und Ober-) Oligocän angehören, der Poltawastufe, im Samland in die gestreiften Sande der samländischen Braunkohlenformation, deren Alter noch nicht sichergestellt ist. Wir erhalten demnach folgende Gliederung für das älteste Auftreten des Bernsteins:

a) in Rußland:

Poltawa-Stufe: Terrestrisches Mitteloligocän,
Charkower Stufe: Marines Unteroligocän,
Spondylus-Ton: Marines Obereocän.

b) im Samland:

Samländische Braunkohlenformation: Alter unbestimmt,
Obere Blaue Erde: Marines Unteroligocän,
Graue Letten } Marines Obereocän?
Untere Blaue Erde }
Graue Letten.

Demnach wird der Bernstein übereinstimmend sowohl in Ostpreußen wie in Rußland in zwei geologisch verschiedenaltrigen Horizonten beobachtet, zunächst im marinen Obereocän, danach im marinen Unteroligocän. Dabei wäre es auffallend, wenn in zwei ge-

[1]) P. G. Krause, Über Diluvium, Kreide, Tertiär und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1908, I, S. 185—325. 6 + 2 Taf.

trennten Formationen — im Samland liegt, wie obige Tabelle zeigt, zwischen den beiden Bernstein-Horizonten noch ein Teil der bernsteinfreien sogenannten Grauen Letten — jedesmal eine ganz ungeheure Harzausscheidung stattgefunden haben sollte; denn der Reichtum an diesem Harz ist noch heute enorm, ganz erheblich größer, als diejenigen Mengen, die zur Gegenwart etwa von Laubhölzern (Kirschen) oder Nadelhölzern (Fichten, Kiefern) ausgeschieden werden. Dazu kommt noch eins; nimmt man für einen Augenblick eine Gleichaltrigkeit des Bernsteins an mit den beiden Formationen, in denen er heute gefunden wird, dem Unteroligocän und Obereocän, so ist es schwer zu verstehen, daß sich das Harz dieser Stufen so lange im Meere hätte erhalten können. Denn dann müßte es doch — und zwar in relativ frischem Zustand — bei einer positiven Strandverschiebung von der Meeresbrandung aufgenommen und fortgesetzt angegriffen worden sein. Dabei fällt es schwer, einzusehen, daß ein derartig noch unverfestigtes Harz sich bei der andauernden innigen Berührung mit dem Meereswasser nicht chemisch verändert oder zersetzt haben sollte. Anders, wenn das Harz eine lange Zeit, vielleicht viele Hunderttausende von Jahren hindurch, Gelegenheit hatte, auf dem Festland einzutrocknen und sich zu verfestigen. Dadurch war es widerstands- und erhaltungsfähig geworden gegen Angriffe durch das Meereswasser und konnte nicht weiter zersetzt werden.

Wir stehen daher aus den angeführten beiden Gründen, dem Auftreten des Bernsteins in zwei geologisch verschiedenaltrigen Epochen und seiner guten Erhaltung, auf dem Standpunkt, daß dieses Harz älter als das Muttergestein ist, in dem es heute gefunden wird, und mindestens ein mitteleocänes oder untereocänes Alter besitzen dürfte.

Über die Verbreitung des Bernsteins als Geschiebe geben die zum Schluß der Arbeit angeführten Abhandlungen (1142—1148) einen guten Überblick. Danach ist er durch das Inlandeis und seine Schmelzwässer in Deutschland wohl ebenso weit verfrachtet, wie die Absätze dieser Bildungen reichen. Stellenweise ist oder war der Reichtum an diesem Harz erheblich. So werden seit vielen Jahrzehnten in Jüdenberg bei Grafenhainichen in der Provinz Sachsen Stücke aus Geschiebemergel in solchen Mengen gewonnen, daß sie technisch verarbeitet werden konnten[1]), und nicht weit davon, bei dem Dorfe Großwig in der Nähe von Schmiedeberg, wurde 1731 massenhaft Bernstein gewonnen[2]). Besonders bernsteinreich ist auch die Gegend zwischen der Swinemünder Bucht und Rügen, und auf der Oie werden noch heute jährlich gegen 5 kg gefunden, darunter eine Anzahl Stücke von der Größe einer starken Kartoffel.

Schöner Bernstein findet sich auch am Vorgebirge Bovbjerg an der Westküste Dänemarks.

Auf die ungewöhnliche Häufigkeit des Bernsteins an den nord-

---

[1]) Erl. z. Geol. Karte v. Preußen Lf. 158. Bl. Gräfenhainichen, Berlin 1910, S. 15.
[2]) Erl. z. Geol. Karte v. Preußen Lf. 226. Bl. Schmiedeberg, Berlin 1920, S. 20

westdeutschen Küsten und vorgelagerten Inseln wies besonders Haepke (1144) hin, und da erhebt sich die Frage: ist auch dieser Bernstein vom Samland her glazial verschleppt, oder deutet hier sein Vorkommen auf bernsteinführendes Unteroligocän hin, das etwa in der südlichen Nordsee zu suchen wäre? Betrachtet man die Verbreitung des marinen Unteroligocäns auf Tafel 5, so ist trotz mancher Tiefbohrungen diese Stufe im Bereich der Nordseeküsten nicht mehr bekannt geworden. Es fällt auch auf, daß diese marinen Absätze da, wo sie in Norddeutschland entwickelt sind, niemals Bernstein geliefert haben. Vor allem ist aber das marine Mitteloligocän, das nach Norden weit über das Unteroligocän übergreift, stets vollkommen bernsteinfrei entwickelt. Aus diesen Gründen muß man wohl das Heimatsgebiet der deutschen Bernsteingeschiebe auf das Samland und sein nördlich und südlich vorgelagertes Gebiet beschränken. Die Anschwemmung des Bernsteins an den nordwestdeutschen Inseln zeitlich in Verbindung zu bringen mit der ausgedehnten Depression während des älteren und jüngeren Diluviums, durch die erhebliche Teile der Küstengebiete unter Wasser gerieten, scheint nicht angängig. Betrachtet man aber eine gute Übersichtskarte über die Entwicklung der Endmoränen wie z. B. die von Geinitz [1]), so wird die Sache sofort klar. Das Inlandeis verschleppte vom Samland usw. den Bernstein nach SSW, der dann beim Abschmelzen des Eises infolge seines geringen sp. Gew. (1,050—1,096) in den jedesmaligen Abzugsrinnen generell nach Nordwesten zu verfrachtet wurde. Als besonderer »Bernsteinfluß« wird die präglaziale Ur-Weichsel angesehen, die nach Holst (1064) wahrscheinlich nördlich von Bornholm verlief und wohl mit dem »Alnarpsfluß« in Südschweden in Verbindung stand.

Tief in Schlesien fand G. Berg noch neuerdings Bernstein bei Niederhermsdorf, und nach gütiger Mitteilung des Herrn Geheimrat E. Zimmermann ist das Harz auch bei Bolkenhain, Waldenburg und Löwenberg beobachtet worden.

Für Rußland gilt der eben von Deutschland betonte Satz, daß der Bernstein so weit reicht, wie sich eiszeitliche Bildungen finden, nicht mehr. Zwar wird bei Libau in Kurland im allgemeinen noch Bernstein gefunden, und aus besonderen Anlässen kann er dort sogar einmal häufiger auftreten. So berichtete Doß [2]), daß dort durch einen Seebären am 9. Juli 1845 viel Bernstein am Strande ausgeworfen sei. Ferner versuchte man im 19. Jahrhundert einige Jahre hindurch Bernstein im Angern-See (Kurland, Meerbusen von Riga) und an benachbarten Orten zu gewinnen, aber die Versuche wurden alsbald als nicht lohnend wieder aufgegeben. Spärlich tritt auch der Bernstein als Geschiebe auf auf Runö und Ösel. Auf der letzteren Insel wird er noch gelegentlich gefunden auf der Halbinsel Sworbe (z. B. bei Zerel), sodann bei Kibbassaar, Rotsiküll a, Padel und Romasaar. In Reval

---

[1]) E. Geinitz, Die Endmoränen Deutschlands. Güstrow 1918. M. 9 Taf.

[2]) B. Doß, Über ostbaltische Seebären. Beitr. z. Geophysik. VIII. Leipzig 1907. S. 389.

und Umgegend ist, soweit meine dort angestellten Nachforschungen ergaben, niemals mehr Bernstein beobachtet worden, und doch ist Estland z. T. geradezu übersät mit nordischen Geschieben. Dagegen betont Koeppen (1146) noch ein Vorkommen von Bernstein im Lehm unweit Ekenäs im südlichen Finnland, und Dahms[1]) weist neuerdings darauf hin, daß Norfolk in England die Westgrenze in der Verbreitung darstelle, Kaltschedansk unweit Kamensk im Ural die Ostgrenze. Ferner findet sich der Bernstein nach ihm in Jütland und auf fast allen dänischen Inseln einschließlich Bornholm, in Schweden auch in den Provinzen Schonen und Halland, sowie auf der Insel Oeland.

Umgekehrt nimmt seine Häufigkeit nach Süden eher zu. So bestanden in der Gegend von Ortelsburg und Willenberg (Ostpreußen) sowie östlich davon zahlreiche Gräbereien auf Bernstein. Diese Vorkommen ziehen sich noch tief nach Rußland hinein bis zur Weichsel (Kr. Lipno) und zum Narew (Kr. Pultusk), Fürst Gedroitz[2]) berichtet ausführlich über diese Dinge.

Aber trotz der eben angeführten Funde von Bernstein in Kurland und Livland wird man das Ursprungsgebiet nicht in dieser Gegend zu suchen haben, sondern diese Stücke ebenfalls auf das Samland als Heimat zurückführen; wie im folgenden Abschnitt weiter ausgeführt ist, ist das gesamte Baltikum frei von marinem Unteroligocän, dessen nördliche Grenze durch Littauen hindurch verläuft.

Schmuckgegenstände aus Bernstein wurden den Toten des nordischen Kulturkreises in der jüngeren Steinzeit (etwa 4000—2000 v. Chr.) beigegeben.

Oligocän

(Beyrich 1847).

Während man früher im Tertiär auf Veranlassung von Charles Leyell nur die drei Glieder: Eocän, Miocän und Pliocän unterschied, fügte Beyrich, durch reiche Funde bei Hermsdorf (Mark) durch L. von Buch in den 40er Jahren des vorigen Jahrhunderts angeregt, im Jahre 1847 das Oligocän zwischen Eocän und Miocän ein. Sein Vorschlag blieb außerhalb Deutschlands zunächst viele Jahrzehnte unbeachtet, während heute das Oligocän in keiner Übersicht der Tertiärformation irgend eines Landes mehr fehlt. Die ausgezeichneten, noch heute mustergültigen Untersuchungen über den gegenwärtig leider

[1]) P. Dahms, Danzig als Heimat des Bernsteins. Natw. Wochenschr., N. F. 21, 1922, No. 7, S. 92.

[2]) Fürst Gedroitz, Geologische Untersuchungen in den Gouv. Wilna, Grodno, Minsk, in Wolhynien und im mittleren Teil des Kgr. Polen. M. geol. Karte. Mat. z. Geol. Rußlands. 17. 1895. S. 133—325 (Russisch).

verfallenen Aufschluß von Hermsdorf legte er in den ersten Bänden der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft nieder.

Seit Beginn der Oligocän-Periode sind mindestens gegen 8 Mill. Jahre verstrichen.

Marines Unteroligocän.

Zum marinen Unteroligocän wurden vor allem gewisse Ablagerungen von Lattorf in Anhalt gestellt nebst zahlreichen anderen Punkten der weiteren und näheren Nachbarschaft, s. Taf. 5. An der Zusammensetzung dieser Schichten beteiligen sich vorzugsweise feine, grünlich-graue, etwas glaukonitische, wenig tonige Sande, die gelegentlich eine gegen 15 cm starke Schicht von Schiefertonbrocken und erbsen- bis haselnußgroßen weißen Quarzgeröllen einschließen. Die Mächtigkeit ist gering. Sie beträgt in vielen Fällen nur wenige Meter und dürfte in Westdeutschland kaum den Betrag von 50 m überschreiten; von der Grube Sophie bei Wolmirsleben gibt v. Koenen (221) 47,3 m an. Allerdings muß man bei diesen niedrigen Werten Rücksicht nehmen, daß diese lockeren Bildungen sehr leicht zu zerstören waren, so daß die wahre Mächtigkeit ursprünglich vielleicht stellenweise größer gewesen ist. Vieles dürfte der Aufwölbung des Magdeburger Uferrandes zum Opfer gefallen sein. Denn bei Magdeburg sind die *Chama*-Arten sowie die Bryozoen des Magdeburger Sandes oft genug mit ihrer Basalfläche auf Rotliegendem festgewachsen. Entweder war hier marines Unteroligocän nicht vorhanden, oder es wurde durch tektonische Vorgänge zerstört. Ebenso hat natürlich die glaziale Erosion viel entfernt und umgelagert, und man versteht unter Dirschkeimer Sand im Samland diluvial aufgearbeitetes Unteroligocän. Daß aber in Ostdeutschland auch das limnische Miocän Ablagerungen des marinen Unteroligocäns vernichtet hat, geht nach Jentzsch (207) aus der vielfach beobachteten Überlagerung der Kreide durch Miocän — bei fehlendem Oligocän — hervor.

In ähnlicher Mächtigkeit wie in Anhalt tritt im Samland anstehendes marines Unteroligocän zutage, dort als Fundpunkt des Bernsteins lange bekannt. Nach Kaunhowen setzt sich das marine Unteroligocän hier zunächst aus mehr oder weniger groben, kiesigen, glaukonithaltigen Quarzsanden zusammen, die in ihrer unteren Hälfte durch Brauneisen fest verkittet sein können (»Krant«). Darunter folgen lose, glaukonithaltige Quarzsande, die auf der sogenannten Blauen Erde (1—9 m) ruhen; es sind das graugrüne, tonhaltige, glimmerführende Sande, reich an Bernstein (»Obere Blaue Erde«). Im Liegenden sind wieder graugrüne tonige Sande entwickelt, die aber durchgängig Phosphorite enthalten (»Wilde Erde«); sie werden von 20 und mehr Meter mächtigen Sanden unterteuft, deren Korngröße nach unten zu ständig abnimmt.

Die Phosphorite Westpreußens enthalten nach Jentzsch (207) 17,27—35,53 % P_2O_5. Sie liegen in einem Gebiet von 700 qkm, 70—80 oder mehr Meter unter dem Meeresspiegel, und machen an Menge gegen 70 Mill. t aus. Im Samland stellen sich auch Bänke von Ton-

eisensteinen ein, die erfüllt sind mit Austern, Echinodermen, Muscheln, Schnecken und Bryozoen; die Schalreste sind gelegentlich in Brauneisen umgewandelt (181). Der südlichste Punkt von marinem Unteroligocän dürfte in Ostdeutschland vielleicht die Bohrung Annapol bei Jarotschin in Posen sein, die nach gütiger Mitteilung von Dr. E. Höhne von 118,8—126 m, dem Schluß der Bohrung, glaukonitische Sande antraf.

Die Gesamtmächtigkeit des marinen Unteroligocäns beträgt nach Jentzsch im Samland 80 m, geht in Westpreußen bis 41 m herab, bei Danzig sogar bis auf 15 m.

Die Fauna des Samlandes ist durch Noetling (242), danach durch v. Koenen (221) eingehend bearbeitet, sie zeichnet sich vor westdeutschen Vorkommen u. a. durch den Reichtum an Crustaceen, vor allem durch das massenhafte Auftreten der großen Krabbe *Coeloma balticum* Schlüt., aus. An Formen, die auf Unteroligocän beschränkt sind, seien genannt:

Ficula crassistria v. K.
» *plicatula* Beyr.
» *tenuis* v. K.
Fusus crassisculptus Beyr.
» *Sandbergeri* Beyr.
» *scalariformis* Nyst
Cassidaria tenuis v. K.
Surcula perspirata v. K.
Pleurotoma lunulifera v. K.
Voluta suturalis Nyst
» *longissima* Giebel
Turritella crenulata Nyst
Cirsotrema incrassata v. K.?
Clathroscala teretior v. K.
Xenophora solida v. K.?
Dentalium acutum Héb.
Ostrea ventilabrum Gdf.
» *prona* S. Wood
Pecten bellicostatus S. Wood
Limopsis costulata Gdf.
Isocardia cyprinoides A. Braun
Anisocardia postera v. K.
» *Sacki* Phil.
Crassatella intermedia Nyst
Tellina conspicua v. K.
» cf. *explanata* v. K.

Im Gegensatz dazu seien die häufigsten Arten aus der Gegend von Lattorf usw. angeführt, soweit es sich um ausschließlich unteroligocäne Vorkommen handelt.

Fusus Hoffmanni Phil. sp.
» *scalariformis* Nyst
Pseudoliva nodulosa Beyr.
Conus Beyrichi v. K.
Surcula Beyrichi Phil. sp.
Pleurotoma Ewaldi v. K.
» *Bosqueti* Nyst
» *flexicostata* Gieb.
» *odontophora* v. K.
» *odontella* Edw.
Dolichotoma subcylindrica v. K.
» *anodon* v. K.
Clavatula subconoidea d'Orb. sp.
Borsonia Deluci Nyst sp.
Voluta suturalis Nyst
Natica Semperi v. K.
Odontostoma tumidum v. K.
» *marginatum* v. K.
Cerithium Saxonicum v. K.
Turritella planispira Nyst
» *crenulata* Nyst
Scaliola Mohrensterni Semper
Vermetus calcaratus v. K.
Tinostoma solidum v. K.
Crepidula laminosa v. K.
Volvula apicina Phil. sp.
Ringicula aperta v. K.
» *seminuda* v. K.
» *marginata* v. K.
Dentalium acutum Héb.
Ostrea Queteleti Nyst
» *ventilabrum* Gdf.
Pecten Cosmanni v. K.
Nuculella lamellosa v. K.
Limopsis costulata Gdf.
Leda crispata v. K.

Leda nana v. K.
Crassatella Woodi v. K.
» *intermedia* Nyst
Astarte Bosqueti Nyst
» *laeviuscula* v. K.
Cardita analis Phil.
Cardita suborbicularis Sdbg.
» *tumida* v. K.
Corbula conglobata v. K.
Argiope lunula v. K.
Thecidium mediterraneum L., var.
Lattorfensis Dav.

Die stellenweise vorhandene Häufigkeit der Fossilien ist schon den Alten aufgefallen, fand doch, wie Walther berichtet, Merkel in einem Grab aus der Bronzezeit bei Bernburg eine kleine Urne, angefüllt mit unteroligocänen Fossilien, »ein Zeichen des Sammeleifers des ältesten Paläontologen«.

Wie groß die Zahl der Arten ist, geht auch noch aus den Angaben von Merkel und von Fritsch (236) hervor, die in Klüften des Wellenkalkes von Bernburg an tierischen Resten fanden:

Foraminifera: 5 Arten,
Anthozoa: 8 Arten,
Hydromedusen: 1 Art,
Echinodermen: Bruchstücke,
Bryozoen: 4 Arten,
Brachiopoden: 1 Art,
Muscheln: 32 Arten,
Scaphopoden: 4 Arten,
Gastropoden: 84 Arten,
Pteropoden: 1 Art,
Fische: 1 Zahn.

Andererseits muß es auffallen, daß in größeren Gebieten Fossilien überhaupt nicht gefunden sind, das sind gewisse Bezirke im Osten des Vaterlandes, wo die Zugehörigkeit zum marinen Unteroligocän nur auf dem Auftreten kalkfreier glaukonitischer Sande beruht. Dabei mag es fraglich sein, ob die in vielen Fällen erfolgte etwas mechanische Unterscheidung glaukonitischer Sande des Unteroligocäns von denen der Kreide (lediglich durch Kalkführung der letzteren) zu Recht besteht. Denn daß gewisse Partien der Mucronatenkreide längere Zeit ohne Bedeckung dagelegen haben und somit bis zu einer bestimmten Tiefe entkalkt wurden, ist einleuchtend, man braucht nur daran zu erinnern, daß z. B. in Ostpreußen Bildungen der Danien-Zeit völlig unbekannt sind.

Die Grenzen des marinen Unteroligocäns nach Norden sind höchst unsicher. Vielleicht könnten nach Gagel (154) gewisse blaugraue Tone der Bohrung Schwartau mit zahlreichen bohnengroßen Phosphoriten hierher gehören, doch fehlen beweisende Fossilien, und das Auftreten von Tonen bleibt besonders in der Nähe der vermuteten alten Küste auffallend.

Nach einer handschriftlichen Notiz von Berendt fanden sich Spuren von marinem Unteroligocän auf der Kreide von Jordanhütte bei Misdroy.

Die Verbindung nach dem Westen zu stellen die Funde von Vardeilsen bei Einbeck, von Eschershausen (199) und Sarstedt (Gödringen) (199) dar. Von ersterem Punkt gab Martin Schmidt (250) 58 Formen bekannt, darunter eine bisher aus dem Unteroligocän noch nicht nachgewiesene *Perna*. Eschershausen ist gleich Bünde und Wangelnstedt (Lennebach) dadurch wichtig, daß hier alle drei Glieder: Unteroligocän, Mitteloligocän und Oberoligocän, noch heute

übereinander erhalten sind. Bei Bünde (Brandhorst) ruht das Unteroligocän auf Lias. Weitere Vorkommen sind in der westlichen Fortsetzung unbekannt, in Sonderheit scheint der Oberlauf der Ems Festland gewesen zu sein. Erst an der Grenze nach Holland erscheinen wieder Meeresabsätze von Unteroligocän, die vor allem Wunstorf u. Fliegel (274) untersuchten. Hier sind es in erster Linie die Schachtbohrungen bei Baal und von Doveren, die einwandfrei marines Unteroligocän geliefert haben. Petrographisch setzt sich diese Schichtengruppe aus feinen und gröberen Sanden und aus grünlichgrauen, sandigen Tonen zusammen. An der Basis tritt ein 0,20 m mächtiges Konglomerat aus groben Quarzkörnern und gelblichweißen Kalksteingeröllen auf, das das Steinkohlengebirge überlagert. Die mutmaßliche weitere Ausdehnung dieses Meeres nach Westen zu geht aus der Karte hervor.

Im Untergrund von Berlin liegt unter recht mächtigem Septarienton eine Folge von glaukonitischen oder glimmerhaltigen Sanden, die sich durch Führung von artesiseh aufsteigendem Salzwasser auszeichnen; ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 4 und angeblich 38 m. Die geologische Stellung wird allein bestimmt durch eine in einem Bohrloch von Spandau in gleichem Horizont aufgefundene, aber scheinbar abhanden gekommene *Ostrea ventilabrum* Gdf.; Berendt (376), der die Berliner Solbohrung eingehend beschrieb, führte von einer Bohrung in Moabit noch *Natica hantoniensis* Pilk aus 214 m Tiefe an, die nach ihm für Unteroligocän bezeichnend sein soll. Sie findet sich aber vom Eocän bis zum Mitteloligocän. Die bis 38 m gehende Mächtigkeit legt die Vermutung nahe, daß in dieser Gegend vielleicht sowohl Unteroligocän wie die nächste hangende Stufe, Magdeburger Sand, entwickelt sind. Der Gehalt der Sole an Kochsalz beträgt 2,3—2,7 %, ihre Heimat dürfte in den permischen Salzlagerstätten zu suchen sein, die in dem benachbarten Rüdersdorf in größerer Mächtigkeit erbohrt sind. Die Tiefe, aus der die Sole zutage steigt, schwankt zwischen 206 und 234 m.

Auffallend ist das Ergebnis einer in den Jahren 1920/21 gestoßenen Tiefbohrung von Neuhof bei Zehdenick (nördlich von Berlin) mit folgendem Profil:

0—170 m Diluvium,
170—252 » Limnisches Miocän (Märkische Braunkohlenformation).
252—272 » Glaukonitischer Sand (Stettiner Sand),
272—437 » Septarienton,
437—440 » Grauer sandiger Ton,
440—545,32 m Feinkörniger Glaukonitsand.

Aus dem sandigen Ton von 437—440 m ließen sich winzige, kaum gebogene, glatte, schlankzylinderförmige Röhrchen ausschlämmen, die in Schwefelkies umgewandelt waren. Ihre Länge betrug 1,4, die Breite 0,06 mm; nach Ansicht des Herrn Geheimrat H. Schroeder könnte es sich um Pteropoden handeln *(Vaginella)*. Würde man die gesamten, im Liegenden des Septarientones auftretenden Bildungen zum marinen Unteroligocän rechnen, so würde dieses hier die immer-

hin erstaunliche Mächtigkeit von über 100 m besitzen. Die gewaltige Folge der Glaukonitsande lieferte an Fossilien im wesentlichen nur glasartige Skelettnadeln von Spongien sowie Kokkolithen.

Im Osten ist in Rußland marines Unteroligocän weit verbreitet, das Vorkommen in Polen ist u. a. von Lewinski (231), Sokolow (257), neuerdings von Michael (238) studiert, das in Littauen usw. von Fürst Gedroitz (185), der von Mielnik am Bug (nordwestlich von Brest-Litowsk) Phosphorite bekannt gab mit *Nautilus* sp. und Zähnen von Haifischen; diese Folge ruht auf Mucronatenkreide. Bei Ros nördlich von Wolkowysk (südöstlich von Grodno), unweit der Schara gelegen, fanden sich zahlreiche Zähne von *Odontapsis* und *Carcharodon*. Die Grenzfläche von Unteroligocän zur Kreide liefert nach Kaunhowen (210) vielfach abgerollte Phosphorite, die ein Transgressionskonglomerat darstellen und zusammen mit Hangendem und Liegendem oft steil gefaltet sind.

Die Selachier des südrussischen Unteroligocäns behandelte Jaekel (205), Zeuglodonreste von Zmijew (Gouvernement Charkow) Fedorowsky (182).

Weiter nach Osten stellt sich nun aber unter dem in lückenloser Verbreitung nachgewiesenen marinen Unteroligocän auch marines Eocän ein.

Von Jekaterinoslaw in Südrußland am Dnjepr bestimmte v. Koenen (222) eine größere Anzahl von Arten, die, wie u. a. *Voluta suturalis* Nyst und *Pleurotoma Bosqueti* Nyst zeigen, auf Unteroligocän hinweisen. Der Charakter der Fauna nähert sich durch den Reichtum an *Cardita-* und *Crassatella*-Arten mehr dem französischen Eocän. Von besonderem Interesse ist aber nach v. Koenen das Auftreten von Formen des vicentinischen Tertiärgebirges wie *Cerithium ampullosum* Brong., die in Deutschland fehlen; »es deutet dies darauf hin, daß das unteroligocäne, südrussische Meer in direkter Verbindung mit dem italienischen gestanden hat, ja, daß letzteres mit dem norddeutschen über den Osten in Verbindung gestanden hat, zumal da für eine Verbindung über den Westen weder das belgische noch das halbbrackische englische Unteroligocän Anhaltspunkte liefern«. Kurze Zeit danach befaßte sich Sokolow mit dem gleichen Gegenstand.

Das Unteroligocän vom Aralsee in der Kirgisensteppe untersuchte v. Koenen (220), die Formen tragen wenig örtliches Gepräge und zeigen außerordentliche Übereinstimmung mit der Fauna des deutschen und belgischen Tertiärgebirges. Neuerdings besprach Michajlowski neue und seltenere Arten vom Nordufer des Aralsees, unter denen eine *Cyrena* auffällt.

In den Balkanländern ist die Fauna von Burgas unweit Varna in Bulgarien wichtig, die ebenfalls v. Koenen (223) behandelte. Sie stellt ein Bindeglied zwischen dem südalpinen Tertiär und dem von Südrußland dar, führt auch zwei Nummuliten, die nicht mit *Nummulina germanica* Born. übereinstimmen.

Das Vorkommen von marinem Unteroligocän am südlichen Ab-

hang des galizisch-ungarischen Grenzkammes und bei Przemysl verfolgte Wójcik (271, 272).

Das vicentinische Gebiet mit seiner eigentümlichen Mischfauna ist besonders von Oppenheim (244) untersucht. Zum Unteroligocän gehören sicher die sogenannten Nummulitenkalke und basaltischen Tuffe. Die stratigraphischen Äquivalente Frankreichs, Belgiens und Englands sind in der Tabelle S. 80 kurz erwähnt.

Wie in Deutschland die Grenze des unteroligocänen Meeres im Norden verläuft, ist noch durchaus unbekannt. Nach gütiger mündlicher Mitteilung des Herrn Geheimrat Denckmann werden besonders bei heftigen Stürmen bei Kolberg und östlich davon gewaltige Schollen von fossilführendem marinem Unteroligocän mit Bernstein ans Land gespült; man kann daher damit rechnen, daß das Unteroligocän nicht weit von der Küste entfernt im Meeresgrund ansteht und nach Norden weiter gereicht hat. — Oppenheim (245) beschrieb eine Madrepore, die am Segeberger See (Holstein) von Meyn als Geschiebe gefunden wurde und möglicherweise litoralen Sedimenten des Unteroligocäns entstammen könnte.

Transgressionserscheinungen sind hier und da festzustellen, sind auch schon vordem u. a. von Baal im Rheinland erwähnt. Landgraeber (228) führt ein Transgressionskonglomerat mit spärlichen Resten von Braunkohle aus einer Bohrung von Borth südwestlich von Wesel an; die Kohle findet sich auch in glaukonitischen Glimmersanden, befindet sich demnach auf sekundärer Lagerstätte. Die Gesamtmächtigkeit des Unteroligocäns beträgt hier 22 m. Ähnliche Erscheinungen weisen auch Molengraaff u. Waterschoot van der Gracht (240) für die Niederlande nach. In Mitteldeutschland ist terrestrisches Eocän bei Helmstedt dem Meereseinbruch zum Opfer gefallen, hier beherbergen diese Schichten Reste von *Lophiodon*, und Schmierer hat etwa 1914 bei Magdeburg fossilführendes Unteroligocän aufgefunden mit einem Transgressionskonglomerat an der Basis, das aus Palaeozoicum und Porphyrtuffen (?) bestand; im Eschershausener Becken transgrediert marines Unteroligocän nach Grupe (201) über Rötquarzite, und bei Vardeilsen nach M. Schmidt über Unteren Lias.

Wenn die im vorigen Abschnitt dargelegte Ansicht, daß dem Bernstein ein eocänes Alter zukommt, zu Recht besteht, dann ist sein Auftreten im marinen Unteroligocän ebenfalls als eine Transgressionserscheinung zu deuten, unbeschadet der Möglichkeit, daß das Meer in der Nähe des Samlandes sein nördliches Ende erreicht hat. Andererseits ist es klar, daß das Meer in vielen Fällen garnicht in der Lage war, Transgressionskonglomerate zu erzeugen, nämlich dann nicht, wenn es sich über ein größeres Tongebiet hinfortbewegte. Ein derartiges Beispiel findet sich aber im Osten des Vaterlandes, wo marines Unteroligocän auf größere Erstreckung hin vom Thorner Ton unterlagert wird (s. S. 57). — In den Niederlanden beginnt aber das Unteroligocän wieder mit einem deutlichen Brandungskonglomerat (229).

Die Entwicklung des Oligocäns im Elsaß und die Rheintalspalte.

Als tiefste Schicht tritt im Elsaß, durch Bohrungen nachgewiesen, die sogenannte Basalzone auf. Es sind das graue und grüne Mergel, zum Teil mit dichten Kalkpisolithen, die eine Mächtigkeit von 10—20 m besitzen. Ob es sich um eluviale Bildungen nach Art der Bohnerze oder um Süßwasserablagerungen des Eocäns handelt, ist nicht ganz sicher. Das Liegende der Basalzone besteht bei Sulz von 548 m Tiefe ab aus Unterem Dogger. Diese Basalzone scheint eine Ausfüllung von Taschen zu sein, da diese Schichten gelegentlich fehlen können, ohne daß eine Störung vorhanden ist.

Darüber ruht ein schieferiger Mergel mit vielfachen Einlagerungen von dichtem, splittrigem Kalk und untergeordneten Lagen von Anhydritknollen, die also schon auf marinen Einschlag hinweisen. Diese Anhydritführende Kalkmergelzone, eine küstennahe Bildung, führt zum Teil verschiedene Einschaltungen von Süßwasserhorizonten mit *Limnaea*, darüber in der Hauptsache limnische Absätze von Dolomitmergel (*Limnaea* häufig; anhydritfrei). Jene unterste Stufe der Anhydritführenden Kalkmergelzone läßt eine Dreiteilung erkennen und zwar zu unterst eine marine Zone, darüber eine Zone der Wechselwirkung von marinen und limnischen Sedimenten, die in ihrem oberen Teil zu großer Aussüßung, also stärkerer Sedimentation von Süßwasserschichten führte, und zu oberst wieder eine marine Zone (Höhne).

Bemerkenswert ist die Ausbildung des dort beobachteten Anhydrits, der nicht wie sonst so oft in Form von Schnüren auftritt, sondern als Knollen von Erbsen- bis Eigröße. Das deutet auf unvollkommene Sedimentation, auf eine Verdünnung der Laugen durch zeitweise Zufuhr von Süßwasser. Diese Stufen werden zum Unteroligocän gerechnet, doch fehlt bisher der sichere faunistisehe Beweis.

Jene eben erwähnten Oszillationen wiederholen sich nun in der weiteren geologischen Entwicklung fortwährend, und es laufen im Unterelsaß in den hangenden Schichten durch Einschaltung eines Süßwasserbeckens zeitweise zwei verschiedene Facies nebeneinander her.

Durch die Rote Leitschicht (40—100 m), den Übergang vom Unter- zum Mitteloligocän, wird der Beweis erbracht, daß im Unterelsaß die einzelnen Schichtengruppen zum Teil in sich geschlossene beckenförmige Einlagerungen darstellen, ähnlich dem zeitlich jüngeren oberelsässischen Salzbecken.

Diese Rote Leitschicht ist versteinerungsarm, nur im oberen Teil wird gelegentlich *Limnaea* beobachtet, im übrigen trägt sie aber marinen Charakter. Sie besteht aus roten Mergeln und stellt eine küstennahe Bildung dar, doch sind die auch hier geröllweise entwickelten Anhydrite, zum Teil auch die Deckschichten, kurz nach der Ablagerung wieder umgelagert worden.

Auffallend ist, daß die Kalisalzlager des Oberelsaß nur in Form von reinem Sylvin, wechsellagernd mit dünnen Steinsalzbänken, erhalten sind, und Höhne (311) ist der Ansicht, daß bei der Unmög-

lichkeit ihrer primären Bildung diese Lager vielleicht in der Roten Leitschicht ihr ursprüngliches Heimatsgebiet gehabt haben. Dazu paßt ausgezeichnet der überaus starke und charakteristische Dolomitgehalt der hangenden Schichten, die demnach die gesamten umgelagerten Magnesiasalze enthalten würden. Ein kleiner Teil des nicht als Sylvin ausgefällten Chlorkaliums verband sich dabei zu Carnallit, wie er von Wittelsheim bekannt geworden ist. Der Mächtigkeit nach sind im Oberelsaß in einer durchschnittlich 241 m starken (590 m Maximalmächtigkeit in einer Bohrung von Wittelsheim) Steinsalzschicht zwei Kalisalzlager eingebettet, die durch 16—22 m Dolomitmergel voneinander getrennt sind; das obere hat eine Mächtigkeit von etwa 1,20 m (0,80—1,50 m), nimmt aber etwa nur die Hälfte des Flächeninhaltes des unteren Lagers ein und besteht aus ziemlich reinem Sylvinit; das untere besitzt eine Stärke von 3,5 m im Durchschnitt (5,5 m im Maximum); in seinem Hangenden befindet sich eine über $^1/_2$ m mächtige Bank von Carnallit. Jenes besteht nach Görgey (301) »aus einer beträchtlichen Anzahl von wenig mächtigen, horizontalen Steinsalzschichten, die mit ähnlichen Lagen aus fast reinem Sylvin wechsellagern. Dazwischen schieben sich zahlreiche, mehr oder weniger feine Tonschichten ein«.

Für die Auslaugung der Salze spricht auch das Auftreten einer Residualzone in der Roten Leitschicht, wobei die Deckschichten der einstigen Salze als klastisches Gestein in ihrer jetzigen Gestalt erhalten blieben. Harbort (305) gibt indessen eine andere Erklärung für die Entstehung der Salzlager, nach ihm handelt es sich um angerissene und ausgelaugte, also deszendente Bildungen aus entfernter gelegenen Zechsteinsalzlagern.

Pseudomorphosen nach Steinsalz fanden sich in oligocänen Schichten bei Gottenhein (Silberbuck) am Tuniberge.

Die Stratigraphie der nun folgenden hangenden Schichten ist durch die 606,8 tiefe Bohrung unweit Schwabweiler vom Jahre 1913 völlig klargelegt. Danach und nach verschiedenen anderen Bohrungen ist zunächst die Untere Bituminöse Zone auszuscheiden, die im wesentlichen Süßwasser- oder brackische Schichten enthält mit *Limnaea*, *Cypris* und einer Assel (*Eosphaeroma*), doch süßen sie sich nach Osten zu aus, während von Westen her ein mariner Einschlag sich allmählich geltend macht. So findet sich gelegentlich als Zeichen einer seichtmarinen Einwirkung in dem hangenden Teil eine Mytilusbank, an anderen Stellen zeigt sich auch eine Einschiebung von Mergelbänken mit *Corbula*, *Cyrena*, *Mytilus* und *Hydrobia*. Steinsalzpseudomorphosen an der Basis der Serie sowie Anhydritknöllchen und Gips weisen auf eine abgeschlossene Meeresbucht hin. An dem Aufbau dieser Zone beteiligen sich vor allem buntfarbige dolomitische und sandige Bildungen.

Über dieser Stufe folgt die Versteinerungsreiche Zone, plattig-schiefrige Mergel, bei denen im oberen Teil *Hydrobia* vorwaltet, im unteren dagegen *Mytilus*; teilweise enthält eine Zwischenschicht Bryozoenkolonien, Fischreste und *Gammarus*. Häufig sind Einlage-

rungen von Cyrena- und Corbulabänken. Auch treten schon vereinzelte Foraminiferen auf, daneben wurden noch *Cerithium* und *Natica* beobachtet.

Die darüber liegende Obere Bituminöse Zone besteht überwiegend aus Süßwasserschichten (Mergel, sandige Mergel und dolomitische Mergel) mit *Limnaea* und *Cypris*.

Die Steinsalzanhydritmergelzone, die im Hangenden der Oberen Bituminösen Zone auftritt, weist auf Meereszufluß hin (Steinsalzpseudomorphosen, Fasergips, Anhydritknöllchen), doch finden sich *Limnaea, Cypris* und *Planorbis*. Es folgt die Gips- und Limnische Zone, die in der unteren Hälfte mehr limnisch entwickelt ist; es überwiegen aber Brackwasserschichten. Auch hier finden wiederholte Übergänge von marinen zu Süßwasserschichten statt; auf erstere deutet *Tellina*, auf Landnähe Pflanzenhäcksel.

Die Küstenkonglomerate und die Pechelbronner Süßwasserstufe stellen eine besondere Facies in der oligocänen Entwicklungsreihe dar, doch war bisher die Frage nicht gelöst, wie weit diese Küstenkonglomerate hinabreichten. Höhne (311) konnte auf Grund von Bohrungen zeigen, daß sie im Unterelsaß bis in die Untere Bituminöse Zone eindringen, aber die Rote Leitschicht nicht mehr berühren (s. Tabelle S. 44 und 45). Sie haben sich von Westen her eingeschoben, aber nicht regelmäßig, sondern mehr stoßweise, denn es wechsellagern die einzelnen Bänke (bis höchstens 10 m) mit bunten Mergeln. Die Gerölle selbst, die darauf hinweisen, daß das Meer hier damals an Steilküsten brandete, besitzen verschiedene Größe, von Wallnuß- bis zur Kopfgröße, aber sowohl die Mächtigkeit der Konglomeratbänke wie die Größe der Gerölle nehmen nach Osten hin ab. Letztere bestehen nach Keßler (312) und Höhne (311) aus Granit- und Sandsteingeröllen, Hornsteinen des Mittleren Muschelkalkes, gerundeten Kalken des Oberen Muschelkalkes, Steinmergelkeuper und Jurageröllen. Im Gebiet des Rotliegenden setzen sich nach Keßler die Konglomerate im Mainzer Becken aus permischen Sandsteinen, Tonschiefer, Porphyren und Melaphyren zusammen, während in der Nordpfalz Buntsandsteingerölle (z. T. über 1 m Durchmesser) eine große Rolle spielen, die oft von Bohrmuscheln angenagt sind. Lepsius wies bei Grünstadt in diesen meist ausgebleichten Konglomeraten die mitteloligocäne *Ostrea cyathula* nach. In der Südpfalz treten Buntsandsteingerölle zurück zugunsten von Muschelkalk- und Keupergesteinen. Hinsichtlich der übrigen zahlreichen Konglomeratzüge muß auf die ausführliche Arbeit von Keßler verwiesen werden.

Deecke (Geologie von Baden, III, 86) machte noch darauf aufmerksam, daß die oligocänen Konglomerate von Nordwesten nach Südosten zu auf immer jüngeren Sedimenten ruhen: bei Weinheim und Kreuznach enthalten sie Rotliegendes, im Gebiet von Wiesloch nur Triastrümmer und Jura bis zum mittleren Dogger, im Breisgau massenhaft Hauptoolith und bei Rötteln unweit Lörrach im Wiesental große Malmklötze.

Östlich des Rheines gehören die Küstenkonglomerate aber, worauf

ebenfalls Deecke (II, 422) hinwies, z. T. dem Unteroligocän an, denn sie enthalten nicht selten Kieferreste von *Palaeotherium magnum* Cuv. Auch muß noch betont werden, daß es bei manchen Konglomeraten unsicher ist, wieviel als marine Strandbildung, wieviel als fluviatil herbeigeschleppter Schotter zu gelten hat (Deecke III, 96).

Sicher ist aber, daß die Konglomerate mit einem wenn auch nicht gerade katastrophalen, so doch verhältnismäßig recht rasch erfolgten Absinken des Landes an tektonischen Bruchlinien in Verbindung stehen, doch wird es sich bei der Rheintalspalte richtiger wohl um ein Zurückbleiben gegenüber der Hebung des mittelrheinischen Gewölbes gehandelt haben. Ebenso deutet die z. T. recht grobe Beschaffenheit der Gerölle darauf hin, daß ein ziemlich hohes Gefälle vorhanden war, und die Abhängigkeit von den tektonischen Linien zeigt sich auch darin, daß die Konglomerate wenige Kilometer vom Bruchrande verschwinden.

Die Pechelbronner Süßwasserfacies des Unterelsaß bildet ein geschlossenes Becken von großer Mächtigkeit, das im Gegensatz zu den fortgesetzten Oszillationen des Normalprofils im zentralen Teil ausschließlich limnischen Charakter trägt und vorwiegend bunte Mergel sowie sandige Mergel mit Sandsteinen aufweist mit Einlagerungen von plattig-schiefrigem Tonmergel. An Fossilien ließen sich *Limnaea* aff. *media* Reuß und *L. subpalustris* Thomae, *Anodonta*. *Cypris*, Littorinellen, *Planorbis*, auch *Chara*-Früchte nachweisen. Die stratigraphische Stellung der Pechelbronner Süßwasserfacies geht aus der beigefügten Tabelle hervor (s. S. 44 und 45). Diese Stufe wird ebenso wie die Schichten der Gips- und Limnischen Zone des Normalprofiles überlagert von dem Foraminiferenmergel, einem blaugrauen oder in der Tiefe braunen kalkhaltigen Mergel mit den bezeichnenden Versteinerungen des Septarientones: *Leda Deshayesiana*, *Nucula*, *Axinus*, *Corbula*, *Pleurotoma*, *Spatangus* und *Creseis perspectiva* Futt.; hinsichtlich der unzähligen Foraminiferen sei auf die Arbeiten von A. Herrmann (306—309) verwiesen.

Die auf dem Foraminiferenmergel ruhenden Melettaschichten bestehen aus einem eintönigen Wechsel von hell- oder dunkelbraunem Mergel und sandigem Mergel mit hartem Kalksandstein, die durch einen starkem Gehalt an silberweißen Glimmerblättchen ausgezeichnet sind.

Während die Amphisyleschiefer im Oberelsaß einen besonderen stratigraphischen Horizont einnehmen, wechsellagern sie im Unterelsaß mit den echten Foraminiferenschichten.

Bemerkenswert ist die abweichende Ausbildung der Melettaschichten mit Süßwasseroszillationen bei Wietershausen im Unterelsaß.

Hiermit schließt die gewaltige Serie der meist auffallend söhlig gelagerten unter- und mitteloligocänen Schichten des Elsaß ab, und es hat sich gezeigt, daß ein fortgesetzter Wechsel herrscht von Meeres-, brackischen und Süßwasserbildungen, die sich gegenseitig vertreten können, aber meist nicht scharf voneinander zu trennen

sind. Zur Erklärung genügt nach Höhne eine schwankende, fortgesetzte Bodensenkung; die Annahme von vorübergehenden Hebungen scheint nicht nötig zu sein. Danach wären die brackischen und Süßwasserablagerungen durch eine Verzögerung oder einen Stillstand der einsinkenden Erdkruste zu erklären.

Ober-Elsaß.

Foerster 1911			W. Wagner 1913	
Oberes Mitteloligocän	Blaue Mergel (etwa 290 m) (Septarienton)	Kalksandstein-Zone	Cyrenenmergel (60 m)	Oberoligocän
			Melettaschiefer (200 m)	Obere Stufe des Mitteloligocäns
		Typ. Fischschiefer	Amphisyle-Fischschiefer (20 m)	
		Foraminiferenmergel	Foraminiferenmergel (4,5—12,5 m)	
Mittleres Mitteloligocän	Bunte Mergel (400—420 m)	Gipszone	Gipszone (40 m)	Mittlere Stufe des Mitteloligocäns
		Limnische Zone	Knollenanhydrit-Steinsalz-Zone	
		Dolomitanhydritmergel-Zone mit Steinsalz		
Unteres Mitteloligocän	Buntstreifige Mergel (520 m)	Obere Bituminöse Zone mit Steinsalz und Kalisalzen	Obere Bituminöse Zone	Untere Stufe des Mitteloligocäns
		Versteinerungsreiche Zone	Versteinerungsreiche Zone	
		Untere Bituminöse Zone mit Steinsalz	Untere Bituminöse Zone	
		Konglomerat-Zone mit Steinsalz	Konglomerat-Zone	
Unteroligocän	Grüne und schwarze Mergel (bis 250 m)	Dolomitmergel-Zone	Dolomitmergel	Unteroligocän
		Kalkmergel-Zone	Kalkmergel	

Unter-Elsaß.

Hoehne 1917—1918.

Oberoligocän			Cyrenenmergel (40 m ?)	
Mitteloligocän	Obere Stufe		Melettaschichten (150—180 m)	Oberer Septarienton
		Amphisyle-Fischschiefer 20 m	Foraminiferenmergel	
	Mittlere Stufe	Küsten-konglo-merate	Gips- und limnische Zone (60—80 m)	Pechel-bronner Süßwasser-facies (280 m)
			Steinsalzanhydrit-mergel-Zone (70 m)	
			Obere Bituminöse Zone (55—85 m)	
			Versteinerungsreiche Zone (50—70 m)	
			Untere Bituminöse Zone (80—150 m)	
	Untere Stufe		Rote Leitschicht (40—100 m)	
Unteroligocän			Dolomitmergel-Zone, anhydritfrei (100—110 m)	
			Anhydritführende Kalkmergel-Zone (110—150 m)	
Eocän			Basalzone (10—20 m)	

Höhenmaßstab 1 : 5000

Die Gesamtmächtigkeit des Tertiärs beträgt im Oberelsaß gegen 1500 m.

Die genauere Beschreibung der verschiedenen Stufen und Horizonte, die Darstellung ihrer speziellen Lagerung und Verbreitung sowie der im einzelnen oft recht verwickelten Tektonik liegen außerhalb des Rahmens dieser Arbeit.

Die Entwicklung des badischen oligocänen Anteils schließt sich nach Deecke z. T. an den Elsaß an, doch ist eine Parallelisierung der Randbildungen im einzelnen wegen der abweichenden Fossilführung und der petrographischen Eigentümlichkeit nicht immer leicht.

Bei Kandern und Liel besteht das Konglomerat aus Geröllen und Blöcken von Muschelkalk bis Korallenkalk des Malms. Buntsandstein und Granit fehlen. Der Melanienkalk, der zweite wichtige Horizont in Baden, enthält bei Istein:

Melania albingensis Noul.	*Theodoxis brevispira* Sdbg.
Megalomastoma mumia Lam.	*Limnaea marginata* Sdbg.
Melanopsis percarinata Först.	» *fusiformis* Sow.
Planorbis patella Sdbg.	» *crassula* Desh.

Die dann nach oben folgenden »Streifigen Mergel« entsprechen etwa den Buntstreifigen Mergeln des Oberelsaß. Sie werden von den Bunten Mergeln, danach von den Blauen Mergeln oder dem Septarienton im weiteren Sinne überlagert.

Sowohl im Unterelsaß wie im Oberelsaß werden die Melettaschichten bedeckt von Glimmersanden, die von Wurz (591) bereits dem Oberoligocän zugerechnet werden. Es sind das glaukonitfreie, stets glimmerreiche Sande oder auch Sandsteine, die bei Hammerstein im südlichen Baden enthielten:

Hydrobia inflata Fauj. sp.	*Corbula subarata* = *C. carinata* Phil.
» *ventrosa* Mont. sp.	*Corbulomya sphenioides* Sdbg.
» *indifferens* Sdbg.	*Thracia faba* Sdbg.
Littorinella acuta Drap. sp.	*Tellina Nysti* Desh.
Cerithium plicatum Lam. sp.	*Cyrena concentrica* Sdbg.
» *Lamarcki* Desh.	» *semistriata* Desh.
» cf. *lima* Desh.	*Pectunculus obovatus* Lam.
» *Rathii* A. Braun.	*Cytherea incrassata* Sow.
Cardium scobinula Mer.	*Panopaea* cf. *Heberti* Bosq.

Also ein Meer, das bereits deutlich der Aussüßung ausgesetzt war.

Die Öllagerstätten.

Die Erdöllager im Unterelsaß sind an Sande, sandige Mergel, Sandsteine und sandige Kalke gebunden, von denen nur die ersteren praktisch eine Rolle spielen.

Stratigraphisch tritt das Öl in sämtlichen Oligocänschichten auf von den Melettaschichten abwärts bis unter die Rote Leitschicht, ja selbst in dem jurassischen Grundgebirge (Murchisoni-Sandstein und Jurensis-Schichten) werden Ölspuren beobachtet; technische Bedeutung haben nur die Vorkommen in der Pechelbronner Süßwasserfacies und ihren Äquivalenten des Normalprofils bis unmittelbar unter die Rote Leitschicht. Nachgewiesen sind insgesamt 11—12 horizontartig entwickelte Öllager, deren Hauptverbreitung sich in der Unteren Bituminösen Zone befindet.

Salzwasser kommt wiederholt zusammen mit dem Öl vor, es enthielt nach verschiedenen Analysen 6—8% NaCl.

Von Interesse ist das Auftreten dünner Braunkohlenflözchen, die in Wechsellagerung stehen mit Ölsanden, worauf Daubrée (289) hinwies; er zeigte, daß in einem Dezimeter Ölsand mitunter zehn solcher Flözchen zu erkennen sind. Das Öl selber befindet sich nach Van Werveke (333) und Höhne (311) im Oligocän auf seiner ursprünglichen Lagerstätte, und zwar ist es nach diesen Forschern an den Wechsel von Süßwasser- und marinen Schichten gebunden.

Die Rheintalspalte.

(Textfig. 4)

Inzwischen hat sich ein Ereignis vollzogen, das für die Verbreitung der tertiären Schichten von allergrößter Bedeutung ist, nämlich die gewaltige Einsenkung im Gebiete des heutigen Rheintales. Wann sich die ersten Spuren einer Krustenbewegung in dieser Gegend bemerkbar machten, ist ungewiß, doch mehren sich nach Deecke die Anzeichen, daß »eine versteckte Anlage streckenweise schon in der Trias- und in der Juraformation nachzuweisen ist. Die Verteilung des oberen Keupers, die Mächtigkeiten desselben am Rande des Ge-

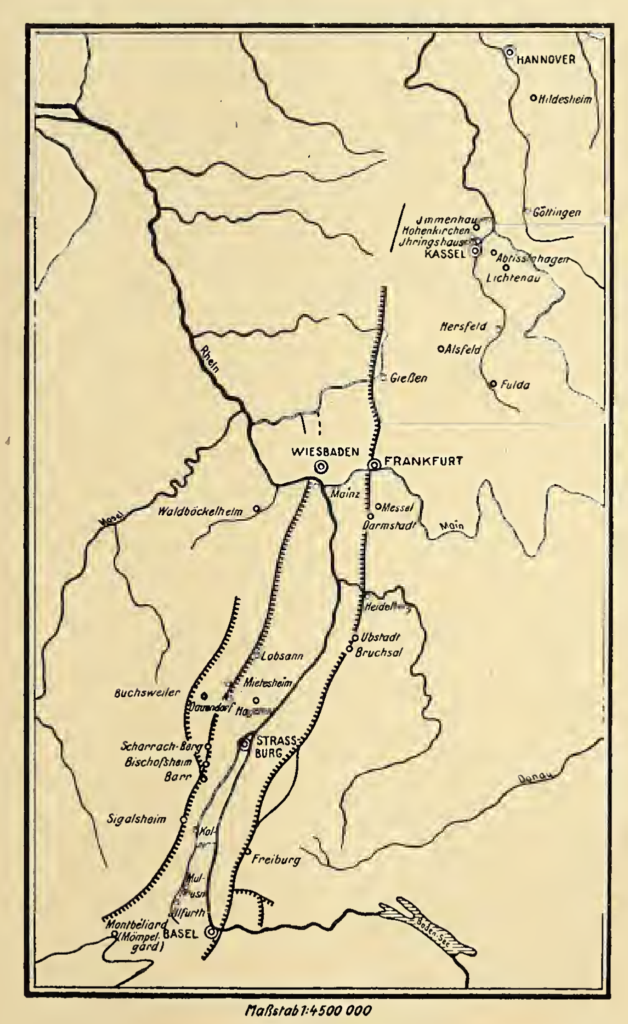


Fig. 4. Süßwasserbildungen des Eocäns und Rheintalspalte.

birges und in den Bohrungen auf der Ebene lassen Verschiedenheiten im Breisgau rechts und links der Hauptrheinspalte nicht verkennen«. (Geologie von Baden II, 659.)

Sicher ist aber das Auftreten unzweifelhafter Süßwasserbildungen im Rheintal zur Eocänzeit. Dort finden sich neben Süßwasserkalken ausgesprochene Braunkohlenlager, die zwar technisch untergeordnete Bedeutung besitzen, aber doch von großem wissenschaftlichen Interesse sind. Denn sie zeigen ebenso wie die Süßwasserkalke, daß zu jener Zeit kleinere Einfaltungen in der Erdrinde entstanden, in denen sich u. a. Material für die späteren Braunkohlenbildungen dieser Periode absetzen konnte, und es ist auffallend, daß sich diese Krustenbewegungen ausschließlich innerhalb oder in unmittelbarer Nähe der heutigen Rheintalspalte geltend machten.

Einer der bekanntesten Punkte ist Messel bei Darmstadt, das — lange verkannt — heute sicheres Eocän darstellt[1]). Nach Süden zu folgt zunächst eine größere Lücke, bis wir auf Ubstadt bei Bruchsal stoßen, das unmittelbar auf der östlichen Rheintalspalte liegt. Die dürftigen Reste des plattigen Süßwasserkalkes weisen nach Deecke auf Obereocän hin, sie führen:

Planorbis pseudammonius v. Schl. sp.	*Euchilus Deschiensianum* Desh.
» *Chertieri* Desh.	*Pomatias Sandbergeri* Noul.,
Paludina d'Orbignyana Desh.	

daneben noch Fischschuppen, Krokodilzähne und Schildkrötenreste; diese Schichten ruhen auf Unterem Dogger.

Obereocänes Alter sollen die Braunkohlen vom Bastberg bei Buchsweiler im Unterelsaß besitzen (nach Van Werveke und Keßler mitteleocän), aber Wenz (581a) verweist Buchsweiler sowie Dauendorf, Neuburg und Bischofhofen im Elsaß, Ubstadt und Malsch in Baden in das Obere Lutétien (nach ihm Untereocän), Messel dürfte nach ihm etwas älter sein (Mittleres Lutétien). Hier folgen unter einem Konglomerat Süßwasserkalke und Mergel, die Braunkohle (0,3—2,2 m) überlagern, die auf Variansschichten des Oberen Doggers ruht. Vom Bastberg gab Jooß[2]) kürzlich eine neue Zonitide bekannt. Sonst sind am häufigsten Steinkerne von *Paludina Hammeri* Defr., *Euchilus Deschiensianum* Desh. und *Planorbis pseudammonius* v. Schl. sp. Beiläufig ist dieser Bastberg tektonisch dadurch merkwürdig, daß der geologisch tiefste Punkt (Dogger) der orographisch höchste (329 m) geworden ist (Regelmann). Demselben Horizont sind die zolldicken, bald sich auskeilenden Schmitzen der

---

[1]) O. Haupt, *Propalaeotherium* cf. *Rollinati,* Stehlin aus der Braunkohle von Messel bei Darmstadt. Not. Bl. d. V. f. Erdk. u. Großh. Geol. Landesanst. z. Darmstadt. IV. Folge, Heft 32. 1911. S. 59—70.

Hermann L. F. Harrassowitz, Eocäne Schildkröten von Messel bei Darmstadt. Centr.-Bl. f. Min. usw. 1919, Nr. 9 u. 10. S. 147—154.

[2]) C. H. Jooß, *Zonites (Grandipatula) alsaticus* n. sp. Eine neue obereocäne Zonitide. Centr.-Bl. f. Min. usw. 1918, S. 166. Mit 3 Textfig.

Braunkohle von Dauendorf (Unterelsaß) zuzurechnen, die mit Tonen, Kalken und Mergeln wechsellagern.

Bei Mietesheim überdecken bläuliche Tone mit dünnen Schmitzen von Braunkohle die Bohnerze; auch hier findet sich *Planorbis pseudammonius*.

Wesentlich jünger sind indessen die Braunkohlen von Lobsann, die an die Grenze vom Unter- zum Mitteloligocän gestellt werden; die beiden Lager besitzen nur eine Stärke von wenigen Millimetern bis 1,38 m. Älter als Lobsann dürfte Illfurth sein, das wohl zum oberen Teil des Unteroligocäns gehört (dünne Lager von 3—4 cm Dicke).

Braunkohlenfreie Süßwasserkalke ziehen sich an der westlichen Rheintalspalte von Buchsweiler bis in die Gegend von Kolmar hin. Zunächst ist der Scharrach-Berg zu erwähnen, der mit Buchsweiler gleichalterig sein dürfte; er lieferte:

Planorbis pseudammonius v. Schl. sp. ? *Palaeostea Fontenayi* Sdbg.
Nanina occlusa F. Edw. ? *Pomatias*.

Nach ungefähr 11 km in südlicher Richtung trifft man auf die eocänen Süßwasserkalke von Bischofsheim, z. T. mit Arten des Buchsweiler Vorkommens (*Planorbis Chertieri* Desh., *Limnaea olivula* Sbdg. und *L.* cf. *Michelini* Desh.), doch ist es nach anderen Funden fraglich, ob hier nicht neben mitteleocänen Formen auch obereocäne oder unteroligocäne auftreten.

Ob ein Rollstück von Süßwasserkalk von Barr mit undeutlichen Blattabdrücken dicotyledoner Pflanzen hierher gehört, ist ungewiß, wichtiger sind die Süßwasserkalke, die bei Sigolsheim nicht weit von Kolmar eocäne Bohnerztone überlagern und wegen des Vorkommens von *Limnaea Michelini* Desh. wohl Mitteloligocän darstellen. In diesem Süßwasserkalk treten schon Konglomerate auf, die nicht als marine Küstenbildungen, sondern als Gerölle eines einmündenden Baches zu deuten sind.

Schließlich erscheinen eocäne Süßwasserkalke noch weiter südlich in der Gegend von Mömpelgard (Montbéliard) bis nach Lausen unweit Basel.

Aber auch nördlich der Rheintalspalte sind alttertiäre Braunkohlenablagerungen bekannt, und zwar in der Gegend von Kassel. Es sind das die Vorkommen von Möncheberg, Hohenkirchen (Eisensteine), Äbtissinhagen, Lichtenau, Schwarzes Loch beim Gahrenberg, Immenhausen (Hopfenberg), und auch wohl die von Ihringshausen, die vor allem durch v. Koenen und seine Schüler untersucht sind. Sehr ist zu bedauern, daß das genaue Alter dieser Ablagerungen aus Mangel an Fossilien nicht zu bestimmen ist; mit Sicherheit läßt sich nur aussagen, daß sie älter als Septarienton sind (381), doch hat schon v. Koenen (476) selbst die Vermutung eines eocänen Alters ausgesprochen. Nimmt man dazu, daß die Braunkohlen der weiter nördlich gelegenen Provinz Sachsen, wie Schroeder

durch Funde von *Lophiodon*[1]) gezeigt hat, z. T. mit Sicherheit ein mitteleocänes Alter besitzen, so wird jene Vermutung dadurch wesentlich gestützt.

Betrachtet man die gesamten, eben genannten Süßwasservorkommen mit und ohne Braunkohle, die sich von der Schweiz bis über Kassel hinaus verfolgen lassen, so ist es sicher kein Zufall, daß sie sich sämtlich im Bereich der Rheintalspalte und seiner nördlichen Verlängerung oder einer Parallelspalte befinden. Wir haben an der Mächtigkeit der dort entwickelten Sedimente einen unmittelbaren Anhalt für das Ausmaß der danach einsetzenden Bodenbewegungen. Man muß sich freilich hüten, das Ende einer Braunkohlenbildung mit dem Aufhören der Senkung und dem Beginn einer Hebung zu identifizieren. Der Boden tanzt nicht fortwährend oszillierend auf und ab, es genügt zur Erklärung der auf den Flözen ruhenden Sedimentfolge ausschließlich das tiefere Einsinken der Erdrinde. Dann konnten Süßwasserbäche neues toniges oder sandiges Material solange zuführen, bis schließlich die Senkung aufhörte und die vorgebildete Mulde gefüllt war.

Auf alle Fälle ist es sicher, daß in jener Gegend zur Eocänzeit an zahlreichen Punkten, die wohl nicht überall im Zusammenhang mit einander gestanden haben, schwache Einfaltungen der Erdrinde stattfanden, die zu ursprünglich wohl ausgedehnteren Süßwasserbildungen führten, aber doch nicht intensiv genug waren, um dem damaligen Meer Zutritt zu verschaffen; dieser Einmuldung, die sich ohne Zerstückelung des absinkenden Teiles vollzog, wird ein Betrag von 250—300 m zugeschrieben. Erst als sich zu Beginn der Unteroligocänzeit in diesem selben Bezirk die Bodenbewegungen verstärkten, wobei jedenfalls ein erheblicher Teil der Süßwasserkalke usw. zerstört wurde, konnte das Meer eindringen, und es ist eine vielumstrittene Frage, aus welcher Richtung es gekommen ist. Nach Van Werveke stand das Meer durch die Zabern-Pfalzburger Bucht mit dem Pariser Becken in Verbindung. Deecke und andere wollen es in Zusammenhang bringen mit dem Tertiär des Kasseler Grabens. Diese letztere Ansicht hat durch neue Untersuchungen von Steuer entschieden an Bedeutung gewonnen, denn dieser konnte zeigen, daß die Ablagerungen von Waldböckelheim (südwestlich von Kreuznach) mit Bestimmtheit älter sind als die Meeressande von Weinheim; die Formen stimmen z. T. durchaus mit Lattorf in Anhalt überein, d. h. mit typischem Unteroligocän. Bis hierher ist also sicher das Meer zur Unteroligocänzeit mitsamt seiner Fauna vorgedrungen, und es ist durchaus nicht ausgeschlossen, daß es von hier aus etwa in schmalen Gräben und Rinnen der fortgesetzt sich vertiefenden Spalte im Rheintal folgend, schließlich durch das Unterelsaß bis zum Oberelsaß gelangte. Die Unregelmäßigkeit der tektonischen Vorgänge im Rheintal, die weiter unten kurz hervorgehoben ist, bedingt und er-

[1]) H. Schroeder, Eocäne Säugetiere aus Nord- und Mitteldeutschland. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1916, I, S. 164—195. Mit 2 Taf.

klärt auch den oben geschilderten fortgesetzten Wechsel von Süßwasser-, brackischen und marinen Bildungen im Elsaß. Aller Wahrscheinlichkeit nach machte sich hier der marine Einschlag nur von Zeit zu Zeit geltend, so daß sich zunächst wenigstens keine ausgesprochen marinen Formen dauernd halten und entwickeln konnten.

Höchst eigentümlich ist das eben berührte verschiedene Ausmaß der Absenkung bei der Rheintalspalte. Sie beginnt nach Deecke in der Nähe von Basel mit einer ausgesprochenen, weithin zu verfolgenden Flexur. Erst weiter nördlich nimmt sie den Charakter einer Verwerfung an mit steigender Sprunghöhe; letztere senkt bei Kandern die Sedimente bereits etwa bis 1100 m ab. Aber von der Murg an sinkt die Sprunghöhe beträchtlich und ist an der Senke des Kraichgaues unbedeutend. Weiter nach N steigert sie sich wieder erheblich, da bei Weinheim Oligocän gegen Granit verworfen ist, nimmt aber danach wieder ab, kurz, man hat hier das Bild einer Verwerfung oder eines Systemes von Störungen mit recht verschiedenen Sprunghöhen vor sich. Den größten Wert erreicht der Graben im Oberelsaß, woselbst 1500 m Tertiär eingesunken sind.

Es erhebt sich die Frage: durch welche Kräfte wurde dieser lange Spaltenzug schließlich veranlaßt, handelt es sich bei seiner Entstehung um Pressungsvorgänge aus dem Süden oder um andere Ursachen?

Van Werveke (335) will den Graben als eine Folge des von S wirkenden Druckes auf die Massive der Vogesen und des Schwarzwaldes aufgefaßt wissen, wobei die Massen des Hunsrücks und Taunus als Stau oder Widerlager dienten. Diese Auffassung ist insofern nicht recht verständlich, als doch die Rheintalspalte aller Wahrscheinlichkeit nach ziemlich weit in den Hunsrück und Taunus hinein nach N reichte. Wo sie in dieser Richtung ihr Ende fand, ist noch unsicher, nach neueren Untersuchungen von Lachmann[1]) ist der Leinetalgraben nicht mehr mit der Rheintalspalte in Verbindung zu bringen, sondern als ein atektonischer Ekzemstreifen zu deuten. Denn einmal fällt seine Richtung nicht mit der verlängerten Rheintalspalte zusammen, sodann zeigt das Leinetal eine erheblich geringere Breite als das Rheintal, ist auch vollkommen frei von Küstenkonglomeraten und schließlich, was das Wichtigste ist, besitzt die Rheintalspalte einen Massenüberschuß durch vermehrte Schwere, während das Leinetal als ein Niedergebiet der Schwerkraft erscheint.

Diese Anschauungen erfahren ihre Bestätigung durch eine Arbeit von Frebold[2]), der zeigte, daß die Senke des Leinetales kein tektonischer Einbruch ist, sondern eine Einsturzzone über ausgelaugten Zechsteinsalzen.

Wie bekannt, stehen sich hier zwei Ansichten schroff gegenüber:

[1]) R. Lachmann, Ekzeme und Tektonik. Centr.-Bl. f. Min. usw. 1917, S. 414 bis 426. M. 5 Textfig.

[2]) G. Frebold, Der Einfluß der Zechsteinsalze auf die Gestaltung des Göttinger Leinetales. 14. Jahresber. Niedersächs. geol. V. 1921, S. 46—80. M. 3 Taf. u. 1 Textfig.

die einen führen die Rheintalspalte auf einen von S kommenden Druck zurück, der sich bei der Auffaltung der Alpen geltend machte, die andern sehen in ihr das Aufplatzen des Scheitels eines aufsteigenden Gewölbes.

Gegen die erste Annahme, die Verbindung mit der alpinen Auffaltung, läßt sich aber eine ganze Anzahl von Einwänden erheben.

Einmal, so muß man sich sagen, fällt es in hohem Maße auf, daß sich außer der Rheintalspalte keine analogen, lang zu verfolgenden Spaltenzüge in der Richtung des Meridians nördlich der Alpen haben nachweisen lassen. Man müßte bei der großen Ausdehnung dieses Gebirgsstockes eine ganze Anzahl solcher Einbrüche erwarten, und doch ist davon nichts bekannt.

Ferner ist das geologische Alter der Spalte zu berücksichtigen. Wie bekannt, finden sich in ihr bereits marine Bildungen des Unteroligocäns vor. Die Spalte muß also mindestens zu Beginn dieser Periode aufgerissen sein; aber die alpine Auffaltung ist ganz entschieden nicht unerheblich später erfolgt, sie erreichte ihren Höhepunkt erst im Miocän und Pliocän. Selbst wenn bereits um die Wende der Eocänzur Oligocänzeit Bodenbewegungen stattfanden, wäre es doch seltsam, daß die ersten Anfänge von Pressungsvorgängen sich gleich in der gewaltigen Erscheinung offenbarten, wie sie in dem Rheintal vorliegt.

Vollkommen unverständlich ist der vorhin erwähnte stark differierende Betrag der Sprunghöhen, die zwischen 0 und 1500 m schwanken und, was das Entscheidende ist, nicht gesetzmäßig auftreten, sondern ganz unregelmäßig verteilt sind. Auch diese Erscheinung läßt sich erst recht nicht mit einer einseitigen Druckwirkung von S her in Einklang bringen. Handelt es sich aber um die Annahme einer Einmuldung, die beiderseits von Aufwölbungen begleitet wird, so ist das verschiedene Ausmaß der späteren Sprunghöhen durchaus verständlich. Denn die erste Anlage reicht, wie vorhin ausgeführt ist, mindestens bis in das Eocän zurück, es waren das schwache Fältelungen der Erdrinde an zahlreichen Punkten des heutigen Rheintales, in deren Senken sich Süßwasserbildungen absetzen konnten. Diese tektonischen Bewegungen setzten sich aber danach in verschiedenem Maße und in verschiedener Stärke fort, so daß später schließlich, beim Einbruch der Rheintalsenke, gänzlich verschiedene Sprunghöhen völlig gesetzlos zu beobachten sind. Hätte ein einseitiger Druck von S her gewirkt, so müßte man wohl im Rheintal eine allmähliche Zunahme und danach wieder eine Abnahme des Senkungsbetrages in nördlicher Richtung erwarten; davon ist aber keine Rede, wie die tatsächlichen Beobachtungen zeigen.

Und doch ist die Wirkung des Alpendruckes wenigstens im südlichsten Teile der Rheintalspalte nicht gänzlich abzuleugnen. Hier endet, wie bekannt, der Graben blind, wie ein Sack, und das ist eine Erscheinung, die sich mit dem Wesen und der Wirkung einer Bruchspalte nicht verträgt. Man kann daher nur annehmen, daß die hier abgelagerten tertiären (und anderen) Sedimente ursprünglich in anderer Weise angeordnet und verteilt waren und erst später durch den von

den Alpen bei ihrer Auffaltung herkommenden Druck überwältigt wurden und ihre heutige Lage erhielten; die Spalte wird daher ursprünglich, in ihrer ersten Anlage, viel weiter nach der Schweiz hinein gereicht haben.

Es ergibt sich danach, daß die alpine Faltung nicht die Ursache der Rheintal-Verwerfung ist, sondern nur örtlich in geringem Maße umgestaltend gewirkt hat.

Die Stellung der Spalte ist im einzelnen noch wenig geklärt. Andreae[1]) und Salomon[2]) neigen nach gewissen Beobachtungen dazu, eine Divergenz der Spalten nach unten anzunehmen.

Dieser lange Kanal, in mancher Hinsicht ein Rotes Meer in verkleinertem Maßstab, wurde also zur Tertiärzeit von dem wohl aus nördlicher Richtung eindringenden Meere überflutet, zuerst in beschränktem Umfang im Unteroligocän, in voller Breite aber im Mitteloligocän. Aber schon vom Mainzer Becken ab nach N hält sich das oligocäne Meer nicht an die Einsenkung, denn die Meeressande z. B. greifen hier über die Ränder über. Mit dem Ende des Oligocäns hat aber die Einfaltung der Erdrinde im Rheintal keineswegs ihr Ende erreicht, denn die Senke vertieft sich vor allem im Miocän und Pliocän, ja im Neckartal sind (Erl. Bl. Neckargmünd) diluviale Schotter in einer Mächtigkeit von 250—300 m nachgewiesen, die mit entsprechenden Rheintalbildungen kommuniziert haben müssen und also auf noch im Diluvium sich geltend machende Bodenbewegungen hindeuten. Ebenso stehen die Brunnen des Darmstädter Wasserwerkes mit 96 m Tiefe noch in diluvialem Sand, und ein Bohrloch bei Waldhof unweit Mannheim durchsank mit 146,7 m Tiefe nur Diluvium; dieser alte verschüttete Rheinlauf, der alpine Geschiebe (rote Radiolarienkiesel, Flyschsandsteine) führt, ist also nunmehr unter dem Meeresspiegel gelegen, und zwar an dieser Stelle 54,7 m. Auch bei Heidelberg besitzen diese Schotter nach gütiger mündlicher Mitteilung des Herrn Geheimrat Salomon eine Stärke von 300 m. Er ist auch der Ansicht, daß die Verwerfungen im Gebiet des Oberrheins im wesentlichen jungpliocän, z. T. vielleicht erst altdiluvial sind. Zur Begründung weist er u. a. darauf hin, daß der jüngere, transgredierende Teil des Septarientones an den jetzigen Randspalten scharf abschneidet und daß die Strandfacies dieser (hangenden) Partie nicht bekannt sei.

Auf eine Spalte zu Beginn des jüngeren Diluviums in der Nähe von Weinheim weist z. B. noch Freudenberg[3]) hin.

Daß das Rheintal selbst heute noch nicht völlig zur Ruhe gekommen ist, geht u. a. aus dem Auftreten von Erdbeben hervor,

[1]) A. Andreae, Eine theoretische Reflexion über die Richtung der Rheintalspalte usw. Verh. Naturhist.-Med. V. Heidelberg. N. F. 4. 1892. S. 16—24. Mit 6 Textfig. — Beiträge zur Kenntnis des Rheintalspaltensystems. Ebenda S. 47—55. Mit 5 Textfig.

[2]) W. Salomon, Über die Stellung der Randspalten des Eberbacher und des Rheintalgrabens. Z. d. D. Geol. Ges. 55, 1903, S. 403—418. Mit 2 Textfig.

[3]) W. Freudenberg, Die Rheintalspalten bei Weinheim an der Bergstraße aus tertiärer und diluvialer Zeit. Centrbl. f. Min. usw. 1906, S. 667—689.

von denen ein Teil wohl mit Bewegungen auf den Bruchlinien in Verbindung zu bringen ist.

Die Ursache, daß der Rheintalgraben zur Postoligocänzeit keine Ablagerungen von marinem Tertiär mehr aufweist, ist daher nicht auf das Aufhören der tektonischen Bewegungen zurückzuführen, sondern durch das flächenhafte Ansteigen großer Kontinentalmassen bedingt. Der Boden hob sich im Bereich des Mainzer Beckens und verlegte somit dem Meer den Weg. Ebenso ist ja auch neben dem Aufreißen des Rheintales eine gleichzeitige Aufwölbung der Vogesen und des Schwarzwaldes zu verzeichnen, worauf Deecke wiederholt hinweist. Es ist ja in der Tat auffallend, daß gerade da das Gebirge seine größte Höhe besitzt, wo die Einsenkung im Tal am tiefsten ist. Damit dürfte wohl auch die merkwürdige Tatsache in Verbindung stehen, daß der Neckar bei Heidelberg noch bis heute nicht vermocht hat, die Stromschnellen innerhalb des kleinen Granitvorkommens zu beseitigen, worauf Sauer wohl zuerst aufmerksam machte. Von anderen Hebungen sei die jungmiocäne Aufwölbung des Rheinischen Schiefergebirges nach Ablagerung der Kieseloolithe hervorgehoben.

Auf ziemlich große Unstimmigkeiten zwischen der Rheintalspalte und den Ergebnissen der Schweremessungen wies Deecke[1]) vor einiger Zeit hin.

Zusammengefaßt ergibt sich also, daß das Rheintal entstanden sein soll durch Aufreißen des Scheitels bei der Aufwölbung des mittelrheinischen Gebirges und Absonderung eines langen, grabenförmigen Stückes. Und doch kann bei dieser Auffassung ein Bedenken nicht unterdrückt werden: wie war es möglich, daß das Meer zur Unter- und Mitteloligocänzeit von der heutigen Rheinebene Besitz ergriff, während sich in diesem Gebiet ein Aufsteigen des Bodens geltend machte? Das Eindringen des Meeres verlangt doch ein Einsinken der Erdrinde, und die Aufwölbung hielt ja noch fernerhin an, wie u. a. die Vertreibung des Oberoligocän-Meeres aus dieser Gegend und schließlich die Herausbildung der diluvialen Terrassen aufs Deutlichste zeigen. Vielleicht kann man dieser Schwierigkeit dadurch Herr werden, daß man keine flächenförmige Absonderung, keine Loslösung eines grabenartigen Streifens im Mittelrheingebiet annimmt, sondern nur mit einer Spalte, die sich bei zunehmender Aufwölbung fortgesetzt erweiterte, rechnet. Der Unterschied beider Auffassungen ist klar: die erstere nimmt ein heute 50—60 km breites Gebiet an, das bei der Aufwölbung, von Spalten beiderseits begrenzt, stehen blieb; die letztere sieht in dem Rheintal einen Erdriß, der bei weiterer Heraushebung des Landes mehr und mehr klaffte und sich vertiefte, so daß schließlich das Meer von N und S eindringen und seine Sedimente absetzen konnte. Nach dieser letzten Auffassung müßten sich Westrand und Ostrand des Rheintales in der Zusammen-

[1]) Die Resultate der Schweremessungen im südlichen Schwarzwald und in Elsaß-Lothringen im Vergleich mit dem geologischen Bau dieser Gebiete. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. XVIII, 1910. S. 57—65.

setzung der Gebirgsglieder noch heute mehr oder weniger entsprechen. Nun zeigt eine gute tektonische Karte dieses Gebietes, z. B. die von Regelmann (1:600000), daß diese Annahme in der Tat überraschend zutrifft, jedoch scheint merkwürdigerweise eine einseitige Verschiebung der Bruchränder erfolgt zu sein, vgl. Fig. 5. Beginnt man im S, so liegt am Westrand des Tales zwischen Sennheim und Kolmar ein schmales Triasgebiet, das am Ostrand nicht genau gegenüber seine Fortsetzung findet, sondern erst weiter nördlich, das ist der Triasvorsprung zwischen Emmendingen und Offenburg; beide besitzen eine Länge von etwa 35 km, die Verschiebung beträgt

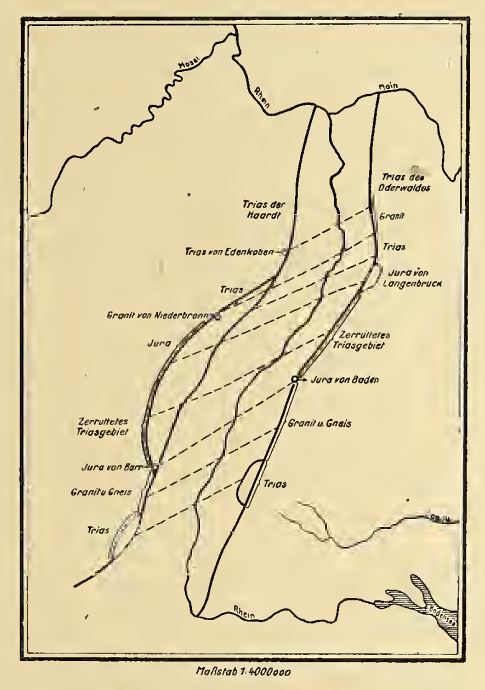


Fig. 5. Schematische Darstellung gleicher Gebirgsglieder zu beiden Seiten der Rheintalspalte.

50—51 km. Nach N zu folgt das Granitgebiet zwischen Kolmar und Barr, im NO davon das annähernd gleich lange von Offenburg bis Baden, und sowohl bei Barr wie bei Baden findet sich plötzlich ein isoliertes Vorkommen von Jura; Betrag der Verschiebung: 50—51 km! Weiter schließt sich beiderseitig eine stark zerrüttete Trias-Schollenlandschaft an: im W die Partie zwischen Barr und Zabern, im NO dasjenige zwischen Baden und Bruchsal. Beide wiederum annähernd gleichlange Zonen werden abgelöst von den Juravorkommen von Buchsweiler im W und Langenbrücken im NO. Ein genaues Ausmaß für den Grad der Verschiebung läßt

sich an diesen Punkten nicht gewinnen, da die beiderseitigen Juravorkommen verschiedene Ausdehnung besitzen, doch ergeben sich als Grenzwerte 53 und 80 km. Sodann entspricht das Buntsandsteingebiet des Haardtgebirges etwa dem des Odenwaldes, und auch der Granit des letzteren hat sein Gegenstück auf der Westseite in vereinzelten kleinen, aus dem Buntsandstein herausragenden Vorkommen (Jägerthal bei Niederbronn, Gegend westlich von Edenkoben).

Wenn auch diese soeben geschilderte gesetzmäßige Anordnung der Gebirgsglieder z. T. auf eine varistische Faltung zurückzuführen sein mag, so nehmen doch an der Verteilung der Schichten auch Trias und Jura teil, die also ungleich jünger sind als jene tektonischen Vorgänge.

Gesteht man diese seitliche Verschiebung der Bruchränder zu, die annähernd 50 km ausmachen mag, so kann sie erfolgt sein entweder durch Pressung auf den linken Flügel von N her oder durch Schub aus dem S, der auf den rechten Flügel einwirkte. Wenig wahrscheinlich ist eine beiderseitige, annähernd gleichzeitige Bewegung. Aber mit Sicherheit wird man auch hier die alpine Mitwirkung auszuschalten haben, wie eine einfache Überlegung ergibt. Da das Meer bereits zur Unteroligocän-Zeit in die Spalte eindrang, muß sie vorher schon vorhanden gewesen sein, und zwar ziemlich lange Zeit. Denn der Zutritt des Meeres konnte nur bei verhältnismäßig tiefem Einreißen der Spalte erfolgen, und dazu gehörte immerhin ein ziemlich langer Zeitraum. Man wird daher die Unteroligocänperiode ganz auszuschalten haben und die erste Anlage der Spalte wohl mit einem hohen Grad von Wahrscheinlichkeit in das Obereocän versetzen können. Wie aber vorhin angedeutet, werden sich zu jener Zeit kaum schon so gewaltige Bodenbewegungen ausgelöst haben, daß eine Spaltenbildung von fast 300 km Länge sich geltend machen konnte.

Will man als einen gewichtigen Gegengrund gegen die vorgetragene Ansicht das verschieden große Ausmaß der Absenkung, wie sie oben geschildert ist, geltend machen, so muß man doch bedenken, daß bei fortgesetzter Erweiterung der Spalte nach und nach randliche Partien sich loslösten und teilweise nachsackten, und zwar in geographisch gänzlich ungesetzlicher Weise, so daß schließlich eine Zersplitterung der Randspalten zutage tritt, wie man sie heute an beiden Rändern des Rheintales beobachtet.

Forscht man nach der Ursache dieser eigenartigen Erscheinung, so muß man sie wohl auf ein verhältnismäßig rasches Emporsteigen des mittelrheinischen Gebietes zurückführen, bei dem die seitlichen, ostwärts und westwärts gelegenen Partien nicht so stark herausgehoben wurden, wie die zentral gelegenen. Hier wirkte die Aufwölbung am intensivsten und es riß schließlich, bei weiterer Anspannung des Bodens, eine Spalte auf, die sich allmählich fortgesetzt sowohl vertiefte wie auch verbreiterte. Gleichzeitig erfolgte dabei eine Verschiebung um das angegebene Maß von etwa 50 km, deren Ursache zunächst noch unklar ist. Für eine verhältnismäßig schnelle Aufwölbung spricht ja auch das Auftreten von groben Konglomeraten an der West- und

Ostseite der Spalte, die sich doch nur bei einigermaßen beträchtlichen Höhenunterschieden bilden konnten. Zur Mitteloligocän-Zeit drangen dann aus der Tiefe der Spalte die Eruptivmassen des heutigen Kaiserstuhls, deren erster Ausbruch also unter Wasser erfolgte.

Ob die hier vorgetragene Ansicht eines Erdrisses, der auf Überspannung einer epirogenetischen Bodenbewegung beruht, nicht eines Grabens, vor allem aber die Möglichkeit einer seitlichen Verschiebung der Bruchränder, einer strengen Nachprüfung standhalten wird und die Verschiebung nicht vielleicht nur auf Zufall beruht, muß dem Urteil sachkundiger Fachgenossen überlassen bleiben; es sollte hier wenigstens kurz auf diese sonderbare Erscheinung hingewiesen werden.

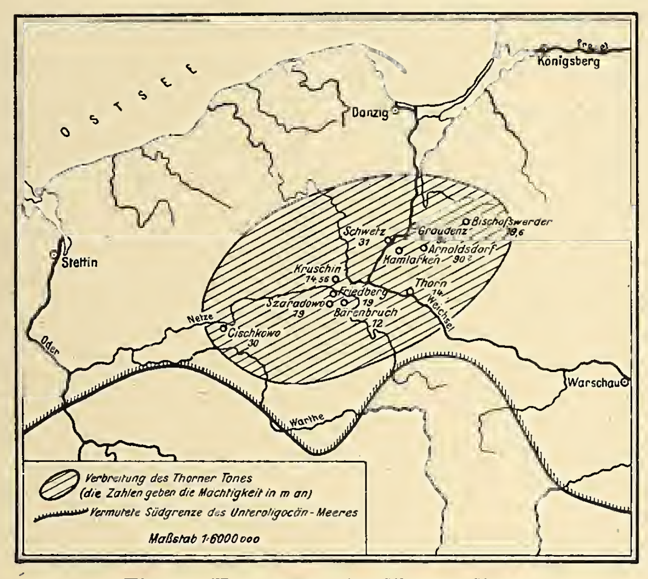


Fig. 6. Verbreitung des Thorner Tones.

Aus tektonischen Gründen muß hier auch der weitab gelegene Thorner Ton Erwähnung finden. Dieser Horizont besteht nach Jentzsch[1]), der ihn aufgestellt und verfolgt hat, aus kalkfreien, braunen, meist feinsandigen und dünngebänderten glimmerhaltigen Tonen, die bei Graudenz zwei kleine Braunkohlenflöze einschließen. Diese Süßwasserbildung besitzt zwar keine große Mächtigkeit (12—31 m; nur einmal, zu Arnoldsdorf bei Briesen, wird mehr als 90 m angegeben, dieser Punkt liegt aber in einer Staumoräne), doch ist die Verbreitung recht erheblich, sie erstreckt sich über größere Gebiete von Westpreußen und Posen (siehe Kartenskizze, Fig. 6). Das Alter ist unbestimmt, die Tone liegen über der Kreide und werden von marinem Unteroligocän überlagert, könnten also eocän oder paleocän sein. Es haben also zu jener Zeit schon Bodenbewe-

[1]) Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1896, S. 97.

gungen stattgefunden, die dieses ausgedehnte Süßwasserbecken schufen, aber dem Meere damals noch keinen Zutritt gestatteten. Der Vergleich mit analogen Verhältnissen liegt nahe: im Rheintal sind Süßwasserbildungen des Eocäns mit kleinen Braunkohlenschmitzen auf große Erstreckung entwickelt; in der Provinz Sachsen lagert die z. T. sicher mitteleocäne Kohle unter marinem Unteroligocän, und in der Gegend von Kassel haben, wie oben erwähnt, die dort vorhandenen Braunkohlen vermutlich ebenfalls ein eocänes Alter. Daher wäre es denkbar, daß auch der Thorner Ton in die Reihe der eocänen Süßwasserbildungen zu stellen wäre, bedingt durch ausgedehnte tektonische Bewegungen, die bei weiterer Verstärkung und Vertiefung schließlich zu einer Überflutung durch das Meer zur Unteroligocän-Zeit führten. Denn wie die Textfig. 6 zeigt, liegt das von Thorner Ton eingenommene Gebiet vollkommen innerhalb der vom Unteroligocän-Meer bedeckten Fläche; die Senkung zur Zeit des Thorner Tons ist also als Vorstufe für die danach erfolgende marine Transgression aufzufassen.

Marines Mitteloligocän.

Der Übergang vom marinen Unteroligocän zum marinen Mitteloligocän vollzieht sich in größeren Teilen Deutschlands zunächst nur rein faunistisch, nicht auch gleichzeitig auf petrographischem Gebiet, d. h. das Meer des Mitteloligocäns geht großenteils mit Ausnahme unbedeutender randlicher Schwankungen besonders im W des Vaterlandes transgressionslos aus dem des Unteroligocäns hervor — im Gegensatz z. B. zu Frankreich, wo die Basis des Mitteloligocäns durch eine Bank mit Austern (marnes à huîtres) ausgezeichnet ist.

In Deutschland bestehen die Meeresabsätze der älteren Mitteloligocänzeit ebenso aus glaukonitischen Quarzsanden, wie die unmittelbar vorhergehenden der Unteroligocän-Zeit. Aber deutlich gibt sich der Unterschied in der Fauna zu erkennen, es ist eine Tierwelt eingewandert, in noch größerem Umfang aber durch Salto-Mutation entstanden, die sich scharf von der der vorhergehenden Periode unterscheidet. Das veranlaßte Beyrich, 1848 einen eigenen Horizont für diese ältesten Bildungen des Mitteloligocäns aufzustellen, er bezeichnete diese Stufe als

Magdeburger Sande.

Fossilien sind abgesehen von Magdeburg selbst in der näheren und weiteren Umgebung dieses Ortes bekannt geworden, nämlich bei Westeregeln, Oppin (Grube Präsident), Beidersee (Grube Rosalie-Luise), Görzig i. Anhalt und in der Gegend von Leipzig.

In Magdeburg lagert der marine mitteloligocäne Grünsand in mehreren Mulden diskordant auf Rotliegendem und Kulm; seine Mächtigkeit ist gering, sie beträgt höchstens einige wenige Meter. An Fossilien führt Schreiber (361) an:

Murex Deshayasii Nyst
» *pereger* Beyr.
» *tristichus* Beyr.
Cancellaria evulsa Sol.
» *subangulosa* Wood
» *granulata* Nyst
Tiphys cuniculosus Nyst
Tritonium flandricum de Kon.
» *foveolatum* Sdbg.
Pisanella semiplicata Nyst
Pyrula concinna Beyr.
Fusus coarctatus Beyr.
» *Deshayesii* de Kon.
» *elongatus* Nyst
» *erraticus* de Kon.
» *Feldhausi* Beyr.
» *Koninckii* Nyst
» *multisulcatus* Nyst
» *Waelii* Nyst
Buccinum suturosum Nyst
Cassidaria nodosa Sol.
Pleurotoma denticula Bast.
» *inlorta* Brucc.
» *Koninckii* Nyst
» *Morreni* de Kon.
» *regularis* de Kon.
» *Selysii* de Kon.
Borsonia plicala Beyr.
Natica hantoniensis Pilk.
» *Nysli* d'Orb.
Milra perminuta Braun
Scalaria pusilla Phil.
Rissoa biangulala Desh.
Trochus Kickxii Nyst
Emarginula fasciata v. K.
» *punctulata* Phil.
Pileopsis elegantula Sp.
Ringicula striata Phil.
Terebratula grandis Bl.
Terebratulina slrialula Sow.
Argiope rugosa Schreib.

Dazu tritt noch eine ganze Anzahl von Bryozoen. Von Magdeburg erwähnt Beyrich (345) noch *Leda Deshayesiana* Duch. und *Cassidaria depressa* v. Buch.

Auch bei Lattorf folgen über unteroligocänen Schichten graue bis grüne Sande des Mitteloligocäns mit Fossilien.

Etwas mächtiger als bei Magdeburg wird der Magdeburger Sand in dem von Laspeyres (354) behandelten Gebiet, nämlich 3—16 m; es betrifft das im wesentlichen die Umgebung von Halle. Eine ähnliche Mächtigkeit besitzt diese Stufe in der Gegend von Leipzig (8—15 m), hier schon früher von Credner (347) als sog. Unterer Meeressand ausgeschieden. Er führt nach ihm und Etzold (349)

Pectunculus Philippii Desh. h.
Nucula Chastelii Nyst. h.
Cyprina rotundata A. Br.
Cardium cingulatum Gdf. h.
Isocardia cyprinoides A. Br. h.
Fusus multisulcatus Nyst.
Aporrhais speciosa v. Sch. hh.
Cassidaria nodosa Sol.
Pleurotoma regularis de Kon.
Dentalium Kickxii Nyst.
Balanus Bronnii Sp.
Lamna cuspidata Ag.

Hauptfundorte sind oder waren die Schachtanlagen von Gautsch, Großstädteln, Zwenkau und Dölitz. Diese Fauna erscheint gegenüber dem nicht allzu weit entfernten Magdeburg erheblich verändert, vor allem fallen die dickschaligen Formen auf, von denen *Aporrhais* in Hunderten von Exemplaren gefunden wurde. Es sind das größtenteils Arten, die in der Nähe der Küste heimisch waren und der Brandung eher Widerstand leisten konnten. Denn südlich von den angegebenen Örtlichkeiten sind mitteloligocäne Ablagerungen nicht mehr bekannt, das Meer erreichte hier seine Südgrenze; die dickschalige *Cyprina rotundata* ist aber auch in dem hangenden Septarienton außerordentlich häufig. Auch petrographisch zeigen sich Unterschiede gegenüber Magdeburg und Anhalt, da die Unteren Meeressande

kugelig-knollige Konkretionen enthalten, die aus phosphoritischem Quarzsandstein bestehen. Ferner gesellen sich zu den glaukonithaltigen Quarzsanden noch Tonbänke sowie an der Basis der Stufe ein lederbrauner, ebenschiefriger, an Fischschuppen reicher Mergel (1 m), dessen Kalkgehalt sich örtlich zu einem festen, gelblichgrauen Kalkstein verdichten kann.

Auch weiter im Norden des Vaterlandes sind Bildungen ähnlicher Stellung bekannt geworden. So erwähnt Stoller (363) einen grünlichgrauen, glaukonitischen, tonigen Sand zwischen Ochsendorf und Beienrode in der Lüneburger Heide, der in Verbindung zu stehen scheint mit einem Gips und Septarien enthaltenden Ton und wohl dem Horizont der Magdeburger Sande entsprechen könnte. Sicher gehören hierher die Sande, die im Liegenden des Septarientones bei Schwartau unweit Lübeck erbohrt wurden, über die Friedrich (350) berichtet. Noch weiter nach N, nämlich bei Aarhus und anderen Örtlichkeiten in Jütland, sind schon seit langem sandige Bildungen bekannt geworden, deren Lagerungsverhältnisse gestört und nach gütiger Mitteilung des Herrn V. Nordmann nicht genauer festzustellen sind, doch konnte Ravn (359) zeigen, daß die Fauna des Tones etwas jünger ist als die der mitteloligocänen Sande. Es dürfte sich bei letzteren daher wohl um Ablagerungen handeln, die etwa dem Magdeburger Sand entsprechen. Wichtig ist, daß nach v. Koenen in diesen Sanden gleich wie bei Magdeburg *Leda Deshayesiana* Duch. auftritt, wodurch ihr Alter sichergestellt ist; sonst werden noch *Nucula Chastelii* Nyst angeführt, sowie zahlreiche Gastropoden, darunter *Aporrhais speciosa* v. Schl. usw., im ganzen 38 Formen. Neuere Untersuchungen stammen von Ravn (518), die recht verwickelte Lagerungsverhältnisse ergeben haben. Petrographisch handelt es sich um einen feinen schwarzen Sand, der z. T. aber auch etwas grobkörniger und glaukonitisch entwickelt ist. Falls es sich nicht um erdigen Schwefelkies handelt, ist vielleicht die schwarze Farbe auf Einschwemmung von Pflanzenhäcksel oder Ähnlichem zurückzuführen, würde also schon auf Küstennähe hinweisen, was mit der bisher bekannt gewordenen Ausdehnung des Meeres zu jener Zeit einigermaßen übereinstimmt.

Mißlich wird die Sache, wenn die glaukonitischen Sande fossilfrei sind, dann gibt es kein Kriterium zur Unterscheidung fossilfreier Magdeburger Sande von marinem Unteroligocän. Selbst der Gehalt an Phosphoritknollen kann nicht maßgebend sein, da solche sowohl im marinen Unteroligocän (nördl. Harzrand; Samland) wie im Magdeburger Sand (Gegend von Leipzig) auftreten. Nur in dem außerhalb des Samlandes seltenen Fall, daß die glaukonitischen Sande winzige Bernsteinkörnchen führen (Ruhnow i. Pommern), ist man mit einiger Wahrscheinlichkeit berechtigt, derartige Bildungen zum Unteroligocän zu ziehen. Noch ungünstiger wird die Sache, wenn, wie stellenweise in der Provinz Sachsen, fossil- und glaukonitfreie Quarzsande zwischen Septarienton und älterer Braunkohle liegen. Hier wird eine Entscheidung über die Zurechnung zum Magdeburger Sand, marinen Unteroligocän oder zum limnischen Eocän zur Unmöglichkeit,

da derartige Sande an Einschlüssen meist nur Knollen von Schwefelkies oder Markasit führen.

Aber noch ein anderer Punkt ist von Bedeutung, nämlich die Tatsache, daß die Magdeburger Sande in Dänemark augenscheinlich Transgressionserscheinungen darstellen. Denn in ganz Dänemark ist marines Unteroligocän unbekannt, das Meer der Mitteloligocänzeit greift daher im N bereits über seinen bisherigen Uferrand über, während sich in größeren Teilen vor allem Mitteldeutschlands der Übergang vom Unter- zum Mitteloligocän transgressionslos vollzieht, genau so wie das beim Übergang des Paleocäns zum Untereocän für weite Gebiete der Fall war. Aber während sich hiernach im N des Vaterlandes der Boden langsam senkt, steigt er gleichzeitig im O allmählich empor: nicht allzuweit im O von Frankfurt a. O. fehlt jede Spur von anstehendem Mitteloligocän.

Bei der Frage, wie weit sich nach W zu diese sandige Stufe des Mitteloligocäns verfolgen läßt, ergibt sich, daß die ruhige, gleichmäßige Ausbildung dieses Horizontes, wie sie für größere Gebiete Deutschlands und auch in Dänemark zu recht besteht, im W nicht mehr vorhanden ist: Äquivalente der Magdeburger Sande sind im Niederrheinischen Tiefland unbekannt. Zwar ist auch hier Mitteloligocän reichlich entwickelt, aber es fehlen durchgehende sandige Bildungen an seiner Basis, die als horizontbeständige Sedimente von O her zu verfolgen wären. Der Grund dafür scheint in Bodenbewegungen zu suchen sein; um den Beginn des Mitteloligocäns — also zur Zeit der Magdeburger Sande — erfolgten in dieser Gegend kurzfristige Hebungen, durch die vielleicht ein Teil des Gebietes vorübergehend trocken gelegt wurde.

Septarienton (Rupelton).

Im Jahre 1847 stellte Beyrich, wie erwähnt, das Oligocän auf. An Formen, die im nordeuropäischen Septarienton beobachtet werden und auf Mitteloligocän beschränkt sind, seien angeführt:

Murex Pauwelsii de Kon.	*Cypraea Beyrichi* v. K.
Fusus Koninckii Nyst	*Tornatella globosa* Beyr.
» *erraticus* de Kon.	*Bulla Seebachi* v. K.
» *rotatus* Beyr.	*Valvatina umbilicata* Born.
» *multisulcatus* Nyst	*Pecten permistus* Beyr.
Scalaria inaequistriata v. K.	*Leda Deshayesiana* Duch.
» *undatella* v. K.	*Cryptodon obtusus* Beyr.
» *intumescens* v. K.	*Psammobia nitens* Desh.

Wie der Name Septarienton besagt, handelt es sich um einen Ton (genauer Tonmergel), der Ausscheidungen von Kalk in Form von Septarien enthält, die auf den Klüften gern weingelbe, schwach strontiumhaltige Krystalle von Kalkspat zeigen. Diese oft brotlaibförmigen Gebilde von z. T. recht beträchtlichem Ausmaß (1 m und mehr Durchmesser) müssen sich gleichzeitig mit dem Ton gebildet haben, denn sie enthalten, wenn auch selten, Fossilien des Mitteloligocäns, nämlich:

Cryptodon obtusus Beyr. — Hermsdorf i. M.
Leda Deshayesiana Duch.
Fusus multisulcatus Nyst
Cardium cf. *tenuisulcatum* Nyst — Reuden bei Kemberg, Prov. Sachsen
Nucula Chastelii Nyst
Pleurotoma cf. *subdenticulata* Sdbg. — Stettin
Coeloma taunicum Mey. sp. — Igstadt am Taunus.

Da Septarien auch aus anderen Meeres- und Süßwasserablagerungen bekannt sind (Septarienmergel bzw. -Ton des Lias δ in Lothringen und Schwaben; Londonton; Pariser Eocän; marines Unteroligocän der Gegend von Helmstedt; Hydrobien-Schichten des Mainzer Beckens; Untere Palembang-Schichten von Südsumatra, marines Oberes Miocän; Posener Ton), bezeichnete v. Koenen diese Stufe als Rupelton nach dem Vorkommen von Rupelmonde in Belgien.

Die Ablagerung des Tones ist durch eine weitausgedehnte, flächenhafte Landsenkung bedingt, die eine Vertiefung des Meeres zur Folge hatte und sich zum großen Teil mit der Verbreitung des Magdeburger Sandes deckte; denn Septarienton ist bekannt von Jütland bis nach Basel und von Frankfurt a. O. bis zum Rhein, doch stehen die Grenzen im einzelnen durchaus noch nicht fest.

Bei Frankfurt a. O. ist Rupelton festgestellt; er ist hier mitsamt der miocänen märkischen Braunkohlenformation zu gewaltigen Falten glazial überkippt, wie Berendt nachgewiesen hat, zeigt aber durchaus noch keine Andeutung eines nahen Festlandes. Eigentümlicherweise finden sich aber Pflanzenreste in dem Septarienton von Joachimsthal; Girard (Norddeutsche Ebene, S. 94) gibt von hier Abdrücke von Blättern und Samen an, so daß das Festland nicht allzuweit östlich davon gelegen haben dürfte, falls es sich nicht um Geschiebe von septarienähnlichen Gebilden aus dem marinen Untereocän handelt.

Die Ergebnisse einer Tiefbohrung bei Dahme i. d. Mark waren bisher für das Tertiär nicht recht geklärt. Nachdem sich die Proben in der Geologischen Landesanstalt von Berlin aufgefunden haben, deren Fossilien v. Koenen bestimmte, läßt sich das Alter dieser Schichten näher feststellen. Denn es fanden sich:

	Eocän	Unter-Oligocän	Mittel-Oligocän	Ober-Oligocän	Miocän
Cardium cingulatam Gdf.		×	×	×	×
Cardita tuberculata Gdf.			×	×	
Isocardia sp.	×	×	×	×	×
Dentalium Kickxii Nyst			×	×	
? *Cancellaria evulsa* Sol.	×		×	×	
Fusus multisulcatus Nyst			×		
Pleurotoma regularis de Kon.		×	×	×	
Borsonia plicata Beyr.			×	×	
Natica hantoniensis Pilk.	×	×	×		
oder *dilatata* Phil.		×	×	×	
Gehörnknöchelchen und Zahn eines Fisches	×	×	×	×	×

Danach handelt es sich um Mitteloligocän. Die Fossilien, die auch hier noch nicht auf Küstennähe hinweisen, stammen sämtlich aus 230 m Tiefe; da bei 231 m der Untere Buntsandstein beginnt, fehlt marines Unteroligocän hier heute.

Auch weiter nach der Lausitz zu ist die Verbreitung von Mitteloligocän noch durchaus ungewiß, doch könnten vielleicht gewisse, in verschiedenen Bohrungen von Kl. Saubernitz angetroffene Schichten (blauer Ton mit Steinen) auf septarienführenden Rupelton zu beziehen sein. Sie treten im Liegenden von recht mächtigen Süßwasserbildungen mit Braunkohle auf und sind von Gagel (647) besprochen. Dieselbe Unsicherheit der Ausdehnung des früheren Mitteloligocän-Meeres herrscht im Samland. Vielleicht weist ein Geschiebe von *Fusus multisulcatus*, das bei Marienwerder gefunden wurde, darauf hin, daß dieses Meer früher bis weit in die Ostsee hinein gereicht hat. Jedenfalls sind die Verhältnisse, wie sie Zeise (58) von Danzig schildert, recht unklar. Es treten dort — alles Schollen — schwarze, auch rotgeflammte Tone, graue glaukonitische Letten und Grünsande mit Haifischzähnen auf, die auf Alttertiär oder Unteroligocän, vielleicht auch auf Mitteloligocän hinweisen könnten. Die Tone enthalten bemerkenswerterweise Radiolarien, wie solche auch in einem wahrscheinlich mitteloligocänen Ton von Eckernförde (Schleswig-Holstein) nachgewiesen sind. Auch der von O. Schneider (535) bearbeitete Gollenberg b. Köslin bringt aus Mangel an Fossilien keine Entscheidung, doch könnten die dort angetroffenen glimmerführenden sandigen Letten und feinsandigen Tone möglicherweise als küstennahe Bildungen aufgefaßt werden. Länger bekannt sind außer Hermsdorf die alten Fundorte Buckow, Freienwalde, Joachimsthal und Stettin; recht gute fossilreiche Aufschlüsse sind in dem letzten Jahrzehnt auch in Anhalt, vorzüglich bei Köthen, angelegt.

Nördlich von Stettin sind vielleicht alte, heute nicht mehr aufzufindende Punkte bei Ahlbeck, Heringsdorf, Neuhof und Korswandt auf diesen Horizont zu beziehen (»Blauer fetter Ton mit Gips«).

In Dänemark ist echter Septarienton besonders durch die Arbeiten von Harder (449), Ravn (518) u. a. bekannt geworden. Er findet sich bei Odder, Jelshöj und Aarhus sowie zahlreichen, nordwestlich davon gelegenen Orten (Branden, Skive, Resen, Lundhede, Ulstrup, Langaa, Lambjerg, Lille Skovsgaard, Gl. Skovbo, Cilleborg).

In Westdeutschland liegen die Verhältnisse anders, wie schon kurz oben bei den Magdeburger Sanden angedeutet wurde. Hier müssen zu jener Zeit, zu Beginn des Mitteloligocäns, vermutlich Bodenbewegungen stattgefunden haben, die es nicht zur Entstehung eines durchgehenden sandigen Horizontes kommen ließen. Das Mitteloligocän ist hier nach Wunstorf u. Fliegel (590) vorwiegend aus Tonen, Tonmergeln und Kalkmergeln zusammengesetzt, die Septarien führen und eine beweisende Fauna beherbergen. In der Nähe von Wesel (Borth) sind nach Landgraeber ebenfalls tonig-mergelige Absätze erbohrt, die auf tieferes Wasser hinweisen; sie führen an der Basis eine wenig mächtige Konglomeratbank. Der Horizont der Tone ist durch *Leda*

Deshayesiana Duch., *Astarte propinqua* Gdf., *Pleurotoma belgica* Gdf. und *Dentalium Kickxii* Nyst sichergestellt, daneben tritt auch noch *Terebratula grandis* Blumb. auf, die freilich vom Unteroligocän bis in das Pliocän reicht. Bei Brill fanden sich außer Cetaceen-Wirbel zahlreiche Foraminiferen sowie *Leda Deshayesiana* vor (593).

Ob die zahlreichen, auf der Karte wiedergegebenen Orte tatsächlich die Küste des damaligen Meeres bestimmen, ist höchst ungewiß. Diese wie manche paläogeographische Karte kann nur den vermuteten Verlauf des Meeres angeben und muß sich darauf beschränken, seine Minimalausdehnung zu verzeichnen unter Berücksichtigung des heute tatsächlich beobachteten Materiales.

In den Niederlanden ist nach Molengraaff und Waterschoot van der Gracht (502) Septarienton fast überall vorhanden, doch ist in Südlimburg unter den rein marinen Tonen mit *Leda Deshayesiana* ein Brackwasserton nachgewiesen mit *Cyrena semistriata* Desh., *Cerithium plicatum* Lam. nebst *Cytherea incrassata* Sow. und *Voluta Rathieri* Heb. (Rupélien fluviomarin der Belgier).

Die mutmaßliche Verbreitung des mitteloligocänen Meeres in Belgien geht aus der Karte hervor.

Die Entwicklung des Mitteloligocäns im Mainzer Becken ist in einem besonderen Abschnitt behandelt (S. 84 ff.).

Die Mächtigkeit des Septarientones macht in der Mark Brandenburg 70—170 m aus, bei Breetze in der Nähe von Lüneburg 200 m, in Anhalt 15—110 m, im Rheingebiet 80—150 m und im Mainzer Becken 100—120 m. Für die Gegend von Stettin gibt Deecke (404) 50—60 m an. Wenn aber Wahnschaffe für die Bohrung Grüne Schanze in Stettin 102 m Septarienton nachweist, so muß man berücksichtigen, daß diese Bohrung am Rande des Odertales angesetzt wurde, bei dem Rutschungen und andere Störungen vielfach beobachtet sind. Dagegen ist in den Bohrungen von Swinemünde Rupelton heute nicht mehr vorhanden.

Gerade in dieser Gegend ist diluvial verschleppter Septarienton häufig; so sind sämtliche Vorkommen dieser Art in der Buchheide bei Stettin nur Geschiebe. Auch bei Oranienburg scheint Septarienton in großer Mächtigkeit glazial aufgearbeitet zu sein, denn eine Bohrung vom Jahre 1914 wies[1]) dort 186,30 m Diluvium nach, ohne es durchbohrt zu haben. Die größte Scholle dürfte bei Lübzin unweit Gollnow nordöstlich von Stettin festgestellt sein, ihre Mächtigkeit macht nach Heß v. Wichdorff (453) 121,5 m aus.

Der Septarienton führt oft ringsum ausgebildete Gipskrystalle sowie Doppelschwefeleisen in Form von Schwefelkies oder Markasit.

Der Kalkgehalt des Septarientones geht aus der folgenden kleinen Tabelle hervor.

---

[1]) K. Keilhack. Z. d. D. Geol. Ges. 67, 1915. Monatber. S. 183—186 u. Intern. Zeitschr. f. Wasservers. 3. Jahrg. Leipzig 1916, Heft 7.

Fundort	Gehalt an kohlensaurem Kalk in %	Literatur
Flörsheim (Mainzer Becken)	4,68	H. Müller (508)
Mainniederung	9,96	A. Steuer (555)
Offenbach	8,86 (+ 6,75 % $MgCO_3$)	Petersen (512)
Hermsdorf i/M.	16,91	H. Müller (508)
»	12,68 (aus oberen Lagen)	Erl. z. Geol. Karte v. Preußen, Lief. 14, Bl. Hennigsdorf
»	19,40 (aus unteren Lagen)	
Buckow	5,29	Lief. 73, Bl. Müncheberg
Pietzpuhl b. Burg	Hangende Schicht 22 Tiefere » 15	Lief. 48, Bl. Burg
Osternienburg	23,98	Lief. 158, Bl. Quellendorf
Klepzig i/Anhalt	6,39	
Jakobsgrube b. Staßfurt	2,25	Lief. 177, Bl. Staßfurt
Klepps b. Loburg	18,22 (+ 7,15 % $MgCO_3$)	Lief. 157, Bl. Lindau.

Über die Herkunft der ungeheuren Mengen von Ton und Kalk, die zur Mitteloligocän-Zeit über gewaltige Gebiete in Deutschland in einer meist gleichbleibenden erheblichen Mächtigkeit niedergeschlagen wurden, herrscht keine Einstimmigkeit. Früher hatte H. Haas geglaubt, diese Tone als ein Auswaschungsprodukt von lateritisch zersetzten krystallinen Gesteinen auffassen zu müssen, doch dürfte der Reichtum dieser Gesteine an anorthitischen Plagioklasen kaum ausreichend sein, um die großen Mengen von Tonmergel und Septarien zu erklären. Deecke deutet den Septarienton als Zerstörungsprodukt des untersilurisehen und cambrischen Schiefers auf dem baltischen Schilde. Angesichts der z. T. doch ziemlich erheblichen petrographischen Verschiedenheit dieser palaeozoischen Gesteine und bei der großen Eintönigkeit des Septarientons könnte man vielleicht eher an die Aufarbeitung der baltischen Kreide denken, die unstreitig früher im N erheblich weiter verbreitet war, als heute nachzuweisen ist.

Die Tiefe, in der die Sedimente des Septarienton-Meeres sich niederschlugen, ist u. a. von Oppenheim (510, 511) eingehend erörtert. Er gelangt zu dem Ergebnis, daß der Absatz des Septarientones in mäßiger Tiefe erfolgte, die etwa der Laminarien-(Ebbelinie-27 m) und Nulliporen-Zone (vor allem 30—200 m) entspricht. Auch der Fund von Teredo im Septarienton von Finkenwalde bei Stettin weist auf ein seichtes Meer hin. Diesen Anschauungen von Oppenheim schließt sich neuerdings auch Wagner-Klett (570) an. Im Gegensatz dazu ist Th. Fuchs[1]) geneigt, für die tertiären Pleurotomentone (Londonton, Septarienton, Plaisancien) eine Tiefe von 300—1000 m und vielleicht noch mehr anzunehmen.

Auf Spalten im Septarienton, die vielleicht ein miocänes oder eis-

[1]) Th. Fuchs, Über ein neues Analogon der Fauna des Badener Tegels. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1905. S. 203—206.

zeitliches Alter besitzen, steigen im norddeutschen Flachland vielfach Solquellen zutage (497).

Mineralogisch ist das Auftreten von schwefelsaurem Barytstrontian im Septarienton von Görzig (Anhalt) bemerkenswert, das eine kleine Literatur hervorgerufen hat (483, 484, 516, 557, 594, 595).

Gegen Ende der Mitteloligocän-Zeit machte sich über große Gebiete von Deutschland eine Landhebung bemerkbar, die sich in der Ausscheidung von Flachwasserbildungen kundtat, es kam zur Ausbildung der sogenannten

Stettiner Sande.

Wie der Name sagt, sind sie vor allem bei Stettin entwickelt. Es sind das z. T. äußerst fossilreiche, oft eigelb gefärbte Quarzsande, deren Farbe von einem Gehalt an Eisenoxyd (Umwandlung aus Glaukonit) herrührt, der nach drei Analysen 5,32%, 16,77% und 26,42% ausmachte. Von irgend einer Aussüßung während ihrer Ablagerung ist hier keine Rede, die Stettiner Sande stellen eine ausgesprochene marine Bildung dar, deren Fauna sich kaum von der des darunter liegenden Septarientones abhebt. Besonders häufig sind indessen *Fusus multisulcatus* Nyst, sowie Otolithen, die beide im Septarienton ungleich seltener auftreten; eine Fossilliste ist in den Erläuterungen zu Bl. Stettin, II. Auflage, Lief. 67, Berlin 1921, S. 11 bis 12, enthalten. Andererseits kann man aber auch nicht durchgehends von einer küstennahen Ablagerung reden, da die Sedimentation oft fernab von der Küste erfolgt sein dürfte; die Sande werden sich eben in einem äußerst flachen Meer niedergeschlagen haben, das wohl von wenig aufragenden Inseln durchschwärmt war, die an Zahl im Lauf der Entwicklung immer mehr zunahmen. Küstennähe war z. T. da vorhanden, wo auch das Meer der Septarienton-Zeit bereits sein Ende erreicht hatte, das war z. B. in der Nähe von Stettin der Fall. Hier deutet mancherlei auf Landnähe hin, so wiederholte Funde von eingeschwemmtem Treibholz in den sogenannten Stettiner Kugeln. Es sind das z. T. äußerst harte, zähe Konkretionen von Toneisenstein, die oft eine kugelförmige Gestalt besitzen und im Innern als Kern gelegentlich ein Fossil beherbergen können; gute Fundpunkte dieser oft äußerst fossilreichen großen Blöcke liegen nördlich von Stettin am westlichen Oderrand (Kavelwisch). Ob aber ebenso auf Landnähe der Fund eines Zahnes von *Sus* (Behmsche Sammlung zu Eberswalde) hindeutet, dürfte höchst fraglich sein. Da die Gattung Sus sonst erst vom Obermiocän (Pikermi) an bekannt ist, wird wohl eine andere Gattung in Frage kommen. Die Mächtigkeit des Stettiner Sandes wird etwa 10—15 m ausmachen, doch mag vieles dem diluvialen Inlandeis zum Opfer gefallen sein.

Stettiner Sand ist auch bekannt von Freienwalde am Odertal, er führt hier Glaukonit und Toneisensteinbänke. Das Auftreten der gleichen Stufe bei Buckow mit Toneisensteinbänken ist von Küsel in einer besonderen Arbeit behandelt. Es fanden sich in den Sand- und Toneisensteinen u. a. *Dentalium Kickxii*, *Pectunculus* cf. *Phi-*

lippii, *Cardium cingulatum* Gdf., *Cyprina rotundata* Br., *Pecten pictus* Gdf., *P. bifidus* Gdf. (= *P. inaequalis* Al. Br.), Fischzähne. Bei Spandau (Zitadelle) führte der Stettiner Sand ($12^1/_2$ m) ebenfalls Fossilien, nämlich *Pectunculus Philippii*, *Cardium cingulatum* und *Cyprina rotundata*, alles Formen, die durch ihre Dickschaligkeit auf Strandfacies hinweisen. Reicher war Söllingen im Braunschweigischen; am häufigsten traten hier die Arten von *Murex*, *Tiphys*, *Fusus*, *Cancellaria*, *Pleurotoma*, *Scalaria*, *Astarte*, *Cardium*, *Pecten* auf, nur vereinzelt *Fusus Koninckii* Nyst und *F. multisulcatus* Nyst, *Nucula Chastelii* Nyst und *Leda Deshayesiana* Duch. Reich sind hier auch die Bryozoen und Anthozoen entwickelt.

In Anhalt und der Provinz Sachsen hat Verfasser (612) Äquivalente der Stettiner Sande nachgewiesen. Es treten hier meist im hangenden Teile des Septarientones fossilfreie Glaukonitsande (1—36 m) mit Toneisensteinbänken auf, die als küstennahe Bildungen des sich zurückziehenden Mitteloligocän-Meeres gedeutet wurden; an neueren Fundpunkten ist Bitterfeld nachzutragen.

Östlich von Stettin sind mehrere Punkte bekannt geworden, an denen mit Sicherheit Stettiner Sand zutage kommt. Zunächst wäre die Gegend von Freienwalde i. Pommern zu erwähnen, von der Picard (613) zahlreiche Fossilien anführt, unter denen *Turbonilla subulata* Mer. sp. und *T. acuticostata* Speyer bemerkenswert sind. Fraglich ist, ob diese Ablagerungen anstehen; auf alle Fälle wird das Anstehende nicht allzuweit entfernt gewesen sein. Sicher stellen die Funde von Polzin Geschiebe dar; unter den Fossilien ist der Nachweis einer Rippe von *Halitherium* durch Deecke (604) festgestellt. Die Sandsteine von Ristow, Kr. Belgard, dürften wahrscheinlich anstehend sein; sie führen u. a. eine noch nicht beschriebene Krabbe, *Micromithrax latifrons* P. G. Krause. Länger bekannt ist das Auftreten von Stettiner Sand in einer Bohrung von Köslin mit *Fusus multisulcatus*.

Wie weit das Mitteloligocän-Meer im N gereicht hat, ist ungewiß, doch ist die Grenze auf der Karte jenseits Rügen gelegt worden. Wenn auch Geschiebe des Stettiner Sandes von Sagard von S her durch jungtertiäre oder interglaziale Flüsse verschleppt sein könnten, so ist doch noch bei Wobdanz auf derselben Insel echter Septarienton nachgewiesen, der keinerlei Anzeichen einer küstennahen Bildung erkennen läßt. Daß solche fluviatilen Verschleppungen tatsächlich vorkommen, zeigt u. a. die Gegend von Stolp in Pommern. Hier herrschen insofern eigenartige Verhältnisse, als *Fusus multisulcatus*, die Leitform für Stettiner Sande, nicht im Oligocän, sondern im Miocän gefunden wurde. Danach handelt es sich um Süßwasserbildungen, die zur Zeit des Miocäns ältere Schichten zerstörten und ihren Sedimenten einverleibten. Ähnliches beobachtete Verfasser wiederholt in der Gegend von Bad Schmiedeberg (Sachsen), woselbst in weißen Quarzsanden des Miocäns, die mit hellgrauen, fetten Süßwassertonen (»Lausitzer Flaschentone«) und Braunkohlen wechsellagern, Glaukonitsande eingeschaltet liegen. Ebenso treten auch nach

gütiger Mitteilung des Herrn Geheimrat Jentzsch im »Miocän« des Samlandes glaukonitische Sande horizontbeständig auf.

Bodenbewegungen. Im W des Vaterlandes sind die Verhältnisse noch durchaus ungeklärt. Hier spielen, wie schon angedeutet, Bodenbewegungen entschieden mit, die zur Mitteloligocän-Zeit zu einer vorübergehenden Trockenlegung geführt haben, wie Quaas (614) das an der Bohrung Waurichen I, einer der tiefsten im Rheinland, überzeugend nachwies. Gewisse Anklänge an den Horizont der Stettiner Sande zeigen sich aber vielleicht bei Wassenberg. Hier gehen nach Wunstorf u. Fliegel (590) die Tone des Mitteloligocäns in Feinsande und diese in mittelkörnige Sande des Oberoligocäns über.

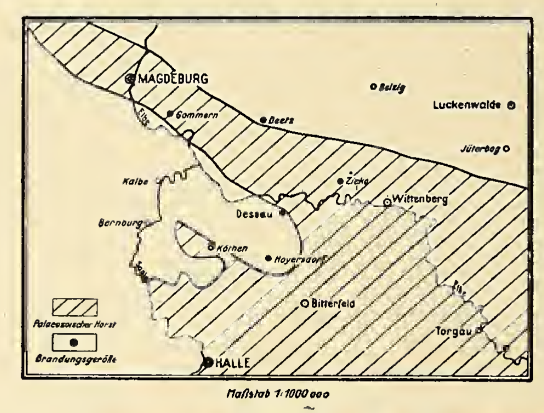


Fig. 7. Brandungsgerölle an der Basis des Septarientones bei langsam aufsteigendem Uferrand.

Brandungsgerölle finden sich dann aber weiter in der Gegend von Magdeburg-Dessau. Sie ruhen an der Basis des Septarientones und sind teils in den Aufschlüssen der Silurquarzite von Gommern (732), teils durch die Bohrungen Deetz, Zicko, Dessau und Hoyersdorf (494) nachgewiesen (Fig. 7). Bei Gommern sind diese gut gerundeten bis kopfgroßen Konglomerate an eine bis 60 cm starke Bank gebunden und durch ein kalkig-toniges Mittel oder Toneisenstein verbacken. Sie führen zerbrochene Haifischzähne sowie Abdrücke einer *Leda*, die wahrscheinlich auf *Leda Deshayesiana* hinweist. Die einzelnen Komponenten bestehen aus Silurquarziten und Sandsteinen, untergeordnet treten Milchquarze, Kieselschiefer, Grauwacken sowie andere, unbestimmt gebliebene Gerölle auf. Die Brandungsgerölle in den vier Bohrungen führen vorwiegend kalkfreie, speckglänzende, stark gerundete Quarzkiese. Alle diese Erscheinungen deuten darauf hin, daß damals, zu Beginn des Mitteloligocäns, das Meer an den alten paläozoischen Horsten des sogenannten Magdeburger Uferrandes nagte und seine Gesteine zu zerstören suchte. Das war aber nur dann möglich, wenn dieses Gebiet im langsamen Aufsteigen begriffen war, sodaß es den Wellen und der Brandung preisgegeben wurde. Diese tek-

tonischen Vorgänge dürften wohl als Fortsetzungen älterer Bewegungen aufzufassen sein, die sich nunmehr zum letzten Male betätigten.

Die Tiefe, in der sich der Stettiner Sand ablagerte, mag man mit Deecke zu etwa 100 m annehmen.

In Bayern ist nach Gümbel (443) die Untere Meeresmolasse rein marin entwickelt und besitzt ein mitteloligocänes Alter, während die darauf folgende brackische Stufe schon zum Oberoligocän gehört. Die Schichten dieser älteren Meeresmolasse, deren wahres Liegendes unbekannt ist, sind meist steil aufgerichtet und besitzen eine Mächtigkeit von etwa 450 m. Sie beginnen bei Traunstein im südöstlichen Bayern und lassen sich von da in westlicher Richtung über Miesbach und Tölz bis mindestens nach Steingaden verfolgen. Ihrer Gesteinsbeschaffenheit nach bestehen die tieferen Schichten aus harten, grauen Mergeln, die in den obersten Lagen sehr häufig *Cyprina rotundata* Br. umschließen. Nach oben gehen sie rasch in grobkörnige graue Sandsteine über, in denen vor allem *Cardium Heerii* May.-Eym. häufig ist. Die Formen, die vorzugsweise Mitteloligocän anzeigen, sind folgende:

Ostrea callifera
» *cyathula*
Modiola micans
Arca pretiosa
» *Sandbergeri*
Cyprina rotundata
Isocardia cyprinoides
Cardium Heerii
» *anguliferum*
» *tenuisulcatum*
Cardita Omaliusiana
Astarte plicata
Lucina Heberti
Cytherea incrassata
» *splendida*
Tellina Nysti
Neaera clava
Corbula subpisum
Panopaea Heberti
Dentalium Kickxii
Calyptraea striatella
Theodoxis fulminifera
Natica crassatina
» *Nysti*
Cerithium plicatum
Chenopus oxydactylus
» *speciosus*
Tritonium flandricum
Tiphys cuniculosus
» *Schlotheimi*
Fusus elongatus
» *retrorsicosta*
» *scalariformis*
Pleurotoma belgica
» *Duchastelii*
» *subdenticulata*
» *Selysii*
Cancellaria ringens
» *Brauniana*
Cassis aequinodosa
Voluta Rathieri.

Eine freie Verbindung mit dem norddeutschen Meere, wie W. Wolff (764) will, der die Schichten zudem für Oberoligocän hält, ist nicht vorhanden, die Formen weichen ja auch vom norddeutschen Vorkommen ziemlich ab, und die petrographische Entwicklung ist in beiden Gebieten völlig verschieden.

Eine wesentliche Förderung und Klärung der Verhältnisse bringt eine umfangreiche und sehr sorgfältige Arbeit von Weithofer (578). Danach gliedert sich das bayerische Molassegebiet in folgende Zonen:

Obere Meeresmolasse,
Cyrenen-Schichten mit der Bunten Molasse und den

Promberger-Schichten,
Baustein-Zone,
Untere Meeresmolasse.

Die Untere Meeresmolasse ist etwa 600 m mächtig, wovon die obersten 150 m auf die fossilführende Zone entfallen. Die feinen Tonmergel gehen nach oben stets in Sandsteine und zuletzt in Konglomerate über, ein deutliches Zeichen der Küstennähe, hervorgerufen durch flächenförmige Landhebung. »Mit dem Beginn einer solchen mächtigen Konglomeratbank, den sogenannten Bierhäusel- oder Attenberger Konglomeraten, wird in der Regel die Schichtenreihe der unteren Meeresmolasse abgeschlossen.«

Die Bausteinzone bildet einen Übergang zu Brackwasserbildungen; *Cyprina rotundata* ist verschwunden, doch zeigen sich noch mehrfach Rückschläge vom offenen Meer zu diesen halbausgesüßten Bildungen.

Die Konglomerate, die vorwiegend quarziger Natur sind, führen aber auch viele krystalline Geschiebe (396 a) (Granit, Gneis, Glimmerschiefer), ferner schwarze Kieselschiefer, bunte Hornsteine und dunkelgraue Dolomitgerölle. Infolge ihrer Festigkeit und Dauerhaftigkeit werden sie sehr häufig als Bausteine verwandt. Die Fossilien stellen sich als eine Wechsellagerung dar von solchen der unteren Meeresmolasse mit denen der brackischen Cyrenenschichten; auf Landnähe weisen auch mehr oder weniger deutlich erhaltene Blattreste hin.

Die Cyrenen-Schichten, eine 750—1200 m mächtige Folge eintönig grauer oder gelblich-grauer Mergel, sandiger Mergel oder Sandsteine, sind der Typus einer brackischen Entwicklung. Nur gelegentlich weist die Einschaltung schwacher mariner Bänke auf den vorübergehenden Einfluß des Meeres hin; viel häufiger ist die Zufuhr von Süßwasser, das stellenweise reine Süßwasserablagerungen erzeugt hat (Kohlen von Hausham, Penzberg und Peißenberg).

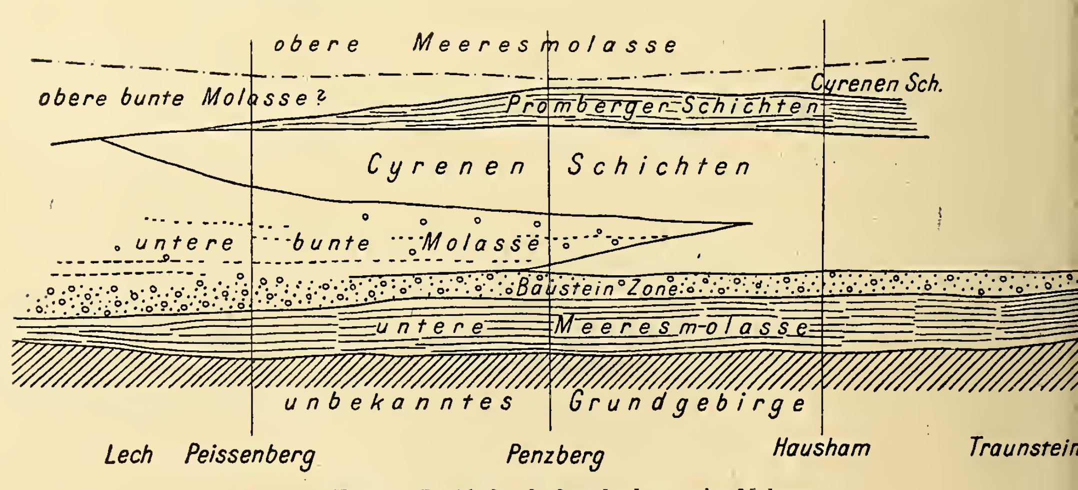


Fig. 8. Profil durch die oberbayrische Molasse.

In diese Cyrenen-Schichten schiebt sich nun von W her ein fremdartiges Gebilde keilförmig ein, das ist die Bunte Molasse, die westlich vom Lech schließlich die Cyrenenschichten vollständig verdrängt. Wie Fig. 8 zeigt, unterscheidet man eine ältere Bunte Molasse von einer jüngeren. Die erstere besitzt eine Mächtigkeit von 700—1500 m und stellt eine Landbildung dar mit *Helix*, *Clausilia*, *Planorbis*. Der Gesteinsbeschaffenheit nach walten bunte, fleckige, oft auch grau oder rotgefärbte, ziemlich feste Mergel und Sandsteine vor mit eingelagerten Konglomeratbänken, im Gegensatz zur jüngeren Bunten Molasse, die weichere, tonreichere Gesteine enthält. Die Rotfärbung mag der Aufarbeitung von Bohnerztonen entstammen.

Die Promberger Schichten, der obere Teil der unteren Meeresmolasse, ist dagegen eine hochmarine Bildung mit zahlreichen Tierresten, die sich in nichts von denen der unteren Meeresmolasse unterscheiden. Es muß sich der Boden also erneut gesenkt und — aller Wahrscheinlichkeit nach aus dem O — neue Verbindung mit einem Meeresarm erhalten haben. Die Mächtigkeit macht gegen 400 m aus.

Die darüber abgelagerten, etwa 150 m starken Cyrenenschichten sind unter dem Namen Heimberg-Schichten abgeschieden.

Die Gesamtfolge der Cyrenenschichten ist weniger auf allmähliche Ausfüllung eines Beckens zurückzuführen, als durch Gebirgsbewegungen veranlaßt; darauf weist auch die reine Konglomeratbildung hin.

Im einzelnen ist die Tektonik der oberbayerischen Molasse viel verwickelter, als hier angedeutet ist. Wiederholt lassen sich wechselnde Abschnürungen und Verengungen des Meeresgolfes nachweisen, sowie mehrfache Rückschläge und neuerliche Eröffnungen von Zugängen zum östlichen Meer, während eine Verlandung im Westen jede Verbreitung des brackischen Aestuariums hindert.

Eine Überschiebung trennt die oligocänen Ablagerungen von den nördlich derselben gelegenen miocänen Molasseschichten.

In Schwaben ist kein marines Mitteloligocän bekannt, denn die Ausdehnung dieses Meeres bis nördlich der Donau, wie Schad (532) will, hat sich nicht bestätigt. Wie nämlich Dietrich (409) zeigte, sind die von Schad einzig und allein als Beweis angeführten »Pholaden« jedenfalls als Steinkerne von Nestbauten gewisser einzellebender Bienen aufzufassen.

In Frankreich könnten die Sables de Fontainebleau den Stettiner Sanden entsprechen; sie liegen z. T. auf marinen Mergeln (marnes à huîtres).

Marines Oberoligocän.

Vergleicht man die Kartenbilder vom Mitteloligocän und Oberoligocän, so sieht man ohne weiteres, daß sich zu Beginn der Oberoligocänzeit nicht unbedeutende Bodenbewegungen bemerkbar machten; infolge von Landhebung wurden größere Gebiete vor allem in Pommern und Brandenburg trocken gelegt, und nur noch südlich von Berlin griff ein Meeresarm, von Hannover kommend, golfartig tief

in die Lausitz ein. Zwar hat Berendt (622) den Horizont der sogenannten oberoligocänen Meeressande in einer eigenen Arbeit behandelt, aber schon Koert (685), nach ihm der Verfasser (701), haben Einspruch dagegen erhoben, fossilfreie Glimmersande ohne faunistische Beweise als marine Bildungen hinzustellen. Diese Sande waren bei Stolzenhagen unweit Stettin außerordentlich reich an Pflanzenhäcksel und verkohlten Holzteilchen, und die von Berendt wiederholt gebrauchten Ausdrücke: »Kohlenglimmersand«, »brauner Glimmersand«, »bituminöser Glimmersand«, »bituminöse Letten«, sprechen auch nicht gerade für eine marine Entstehungsweise. Sie dürften gleich den oberen Meeressanden Credners im wesentlichen limnisches Miocän darstellen.

Man mag im vormaligen Königreich Sachsen mit Etzold den Übergang vom marinen zum terrestrischen Oberoligocän in der Gegend von Böhlen-Rötha und Liebertwolkwitz suchen, bewiesen ist die Ausdehnung des Oberoligocänmeeres bis in diese Gegenden durch Fossilfunde nicht: an keinem Punkte des Königreichs Sachsen ist anstehendes, fossilführendes Oberoligocän bekannt.

Bezeichnende Formen, die auf diesen Abschnitt des Tertiärs beschränkt sind, dürften folgende sein:

Pecten decussatus v. Münst.
» *macrotus* Gdf.
» *Hofmanni* Gdf.
» *laevigatus* Gdf.
» *lucidus* Gdf.
» *Janus* v. Münst.
» *Menkei* v. Münst.
» *Hausmanni* Gdf.
» *decemplicatus* v. Münst.
» *striato-costatus* v. Münst.
» *crinitus* v. Münst.
» *striatus* v. Münst.
» *semistriatus* Gdf.
» *triangularis* Gdf.
» *bifidus* v. Münst.
» *semicingulatus* v. Münst.
Arca Speyeri v. K.
Pectunculus obovatus Lam.
Leda glaberrima v. Münst.
Astarte Koeneni Sp.
» *lunularis* Phil.
Cytherea Beyrichi Semp.
Psammobia Philippii Sp.
» *angusta* Phil.
Solen Hausmanni v. Schl. sp.
Thracia elongata Sdbg.
» *Speyeri* v. K.
Fusus scrobiculatus Boll.
Buccinum Bolli Beyr.
Nassa pygmaea v. Schl. sp.
Pleurotoma Koeneni Semp.
Mitra hastata Karst.
» *Philippii* Brocc.
Natica Schlotheimi Brocc.
Niso minor Phil.
Triforis perversa L. sp.
Turritella multisulcata Lam.
Trochus elegantulus Phil.
» *serrato-costatus* Semp.
» *latimarginatus* Semp.
Delphinula crispula Phil.
» *suturalis* Phil.
Ringicula Grateloupei d'Orb.
Bulla lineata Phil.

Die vollständigste Fossilliste gibt wohl H. Schulz (733a), der weit über 300 Arten aus dem Oberoligocän namentlich anführt.

Im Rheinland setzt sich das marine Oberoligocän in der Hauptsache aus grauen, grünen und gelben, meist glaukonithaltigen Sanden mit untergeordneten Einlagerungen von Tonbänken zusammen. Die Mächtigkeit nimmt nach Wunstorf u. Fliegel (766) im allgemeinen in nördlicher Richtung zu. Wie eingelagerte Gerölle zeigen, war zur Zeit ihrer Bildung die Küste so nahe, daß Strandgerölle ein-

geschwemmt werden konnten. Die Mächtigkeit des Oberoligocäns macht hier 100—150 m aus. Wichtig ist auch Borth südwestlich von Wesel. Hier treten nach Landgraeber (692) küstennahe bis strandähnliche Bildungen auf mit mehr als 100 Arten. Eingeschwemmt ist fossiles Holz mit Wohnräumen und Larvengängen von Borken- und Bockkäfern. Die Gesamtmächtigkeit dieser Ablagerungen beträgt 90 m. Zahlreiche Fundorte sind auf der Karte angegeben.

So finden sich bei Birgelen, Dalheim, Baal und München-Gladbach in den hangenden Schichten des marinen Oberoligocäns nach Wunstorf u. Fliegel (766) gröbere Einlagerungen mit Feuersteinsplittern und auch Feuersteingeröllen, die zerstörter Kreide entstammen. Auch die gerollten Fischwirbel und -Zähne, sowie Steinkerne von Schwämmen, die nach Quaas (721) in der Gegend von Aachen auftreten, werden aus der Kreide abgeleitet. Die im Rheinland nachgewiesenen Küstenbildungen sind auf der Karte in Form von Landzungen dargestellt, ohne daß eine Gewähr für diese Auffassung gegeben werden könnte; denn ebensogut kann es sich auch um Fjorde gehandelt haben, die mehr oder weniger tief in das Land eindrangen.

Echte Küstensande mit Cetaceenknochen treten nach Pohlig (719) in erheblicher Mächtigkeit im Aaper-Walde, bei Grafenberg und Gerresheim (Düsseldorf) auf. Unter Düsseldorf führte das marine Oberoligocän die relativ gigantische Lokalrasse *Cardium cingulatum* Gdf. var. *moersiana* Pohlig, die fast bis 10 cm groß wird. In höheren Teilen des Oberoligocäns stellen sich Flußgerölle ein, kieseloolithfreie Quarzschotter, die wohl mit der sogenannten Vallendarer Stufe Mordziols (708) an der Basis der Braunkohlenformation in Verbindung stehen.

Biologisch von Bedeutung ist eine Beobachtung, die Weigelt[1]) an einer *Pinna* aus eisenschüssigem, oberoligocänem Sand von Düsseldorf gemacht hat. Er fand nämlich wiederholt in großen doppelklappigen Steinkernen von *Pinna* den tadellosen, ebenfalls doppelklappigen Steinkern eines zweiten Individuums. Ähnliche Erscheinungen hatte er schon früher bei einer *Modiola* aus Kellowaygeschieben, sowie bei *Gervillia anceps* Desh. aus dem unteren Grünsand (ältere Kreide) der Insel Wight wahrgenommen; sie lassen sich auch heute jederzeit im Wattenmeer der Nordsee an *Mytilus edulis* L. beobachten, woselbst durch die Flut in halb eingebettete, im Schlamm verankerte, seewärts geöffnete Schalen neue eingetrieben werden. »Bis drei Exemplare fanden sich ineinander geschachtelt.« Daraus folgert aber Weigelt mit Recht, daß zur Herbeiführung dieser Erscheinung im großen die Mitwirkung von Ebbe und Flut notwendig zu sein scheint.

Bewahrheitet sich diese Annahme, so können jene Beobachtungen paläogeographisch von Wert sein. Denn sie zeigen, daß überall da,

---

[1]) I. Weigelt, Geologie und Nordseefauna. Der Steinbruch. XIV. 1919. S. 228—231 u. 244—246 (durch ein Versehen des Herausgebers ist der Name des Verfassers fortgeblieben).

wo derartige Funde auf ihrer ursprünglichen Lagerstätte gemacht sind, ein großes, offenes, freies Meer geherrscht haben muß, da ja wirksame Erscheinungen von Ebbe und Flut in Binnenmeeren ganz erheblich zurücktreten. So besitzt das Mittelländische Meer Gezeiten, die nur an wenigen Orten über 1 m hinausgehen; bei Triest beträgt der Flutwechsel 60 cm und sinkt bei Korfu auf 6 cm herab. Noch geringer sind natürlich die Beträge für die Ostsee; sie machen in Kiel 70 mm, bei Fehmarn 60, bei Arkona auf Rügen 20 und bei Swinemünde nur noch 18 mm aus.

Merkwürdig ist der Fund eines Wales bei Iserlohn, dessen nähere stratigraphische Stellung von Lotz (702) offengelassen wird. Vielleicht gehört er zum Oberoligocän, könnte aber auch älter sein. Nördlich von dieser Gegend ist marines Oberoligocän wieder bekannt in der Gegend von Osnabrück, nämlich bei Lotte, Pohlkotte, Astrup (hier häufig *Terebratula grandis* Blumb.) und Krevinghausen (630).

Das Vorkommen von Astrup ist tektonisch von großer Bedeutung, denn die oberoligocänen Mergel führen nach Haarmann (661) Gerölle von Keuper und Jura, ein Beweis, daß die Aufrichtung des Wiehengebirges, der westlichen Fortsetzung der jurassischen Weserkette, zu dieser Zeit bereits vollendet war.

Am bekanntesten ist die reiche Fundstätte des Doberges bei Bünde. Hier sammelte, um ein Beispiel von der Reichhaltigkeit der Örtlichkeit zu geben, Lienenklaus (697) an

Wirbeltieren	15	Arten
Cephalopoden	1	Art
Gastropoden	95	Arten
Lamellibranchiaten gegen	100	»
Crustaceen	80	»
Echiniden	20	»
Bryozoen	26	»
Anthozoen	5	»
Foraminiferen	66	»
Anneliden	1	Art
Algen	1	»
Pflanzen	1	».

Von hier stammt auch *Pseudosphargis ingens* v. K., eine Schildkröte, deren Länge gegen 5 m betragen haben mag.

Balanus ist nach gütiger Mitteilung des Herrn Geheimrat Pompeckj sehr häufig.

Die Gesamtmächtigkeit des marinen Oberoligocäns macht hier gegen 150 m aus.

Mit der Bearbeitung der Wirbeltiere ist zurzeit Herr Geheimrat Pompeckj beschäftigt.

Vielleicht ist das Auftreten einer dünnen Lage von zerstreuten Liasgeröllen im Oberoligocän daselbst auf tektonische Vorgänge zurückzuführen. Daß nach dieser Zeit erhebliche Bodenbewegungen vor allem Westdeutschland betroffen haben, ist bekannt. Die Sprunghöhen dieser Verwerfungen lassen sich gerade beim marinen Oberoligo-

cän gut feststellen. So führt v. Koenen (682) aus, daß sich dieser Horizont heute in folgenden Höhenlagen findet: bei Neuß und Krefeld meistens in 30—40 m Tiefe, also wohl annähernd im Niveau des Meeres oder selbst noch etwas tiefer, bei Volpriehausen östlich von Uslar aber gegen 240 m höher, und gegen 8 km südlich von da, an der Bramburg bei 440 m, am Kattenbühl bei Hann.-Münden und bei Harleshausen bei etwa 300 m, in Ahnetal bei etwa 450 m, bei Kaufungen höchstens bei 190 m, und bei Freden und Diekholzen höchstens bei 100 m; in dem Schacht von »Frisch-Glück-Eime« bei Banteln noch bei 60 m Tiefe, also bei etwa 50 m Meereshöhe. Auch in diesem Gebiet ist stellenweise die Fauna recht reich, so gibt v. Koenen von dem eben erwähnten Volpriehausen eine Liste an, die abgesehen von Fischzähnen, Otolithen und Foraminiferen 134 Arten umfaßt. Von diesen findet sich *Chama exogyra* Al. Br. sonst im Mainzer Becken, und die *Rhynchonella* kennt v. Koenen in unserem Tertiär überhaupt nicht.

Oft genug ist ja in Mittel- und Westdeutschland Tertiär nur da erhalten, wo es in einer Grabenversenkung ruht oder unter einer schützenden Basaltdecke liegt oder auch in vorgebildeten Senken zur Ablagerung kommen konnte.

Bei den wiederholt beobachteten Kiesen an der Basis des Oberoligocäns ist meist angenommen worden, daß am Ende des Mitteloligocäns das Meer sich zurückgezogen habe, um mit Beginn des Oberoligocäns von neuem vorzudringen. Ohne die Möglichkeit von wiederholten Strandverschiebungen zu jener Zeit in Abrede stellen zu wollen, liegt doch der Gedanke, jene damals erzeugten Kiese als Regressionserscheinungen zu deuten, ungleich näher, wobei aufsteigendes Festland das Meer fortgesetzt verdrängte. So enthalten bei Eschershausen nach Grupe (442) die Mergelsande vereinzelt Gerölle von Muschelkalk-, Keuper- und Jura-Gesteinen, an der Basis des Oberoligocäns von Volpriehausen werden Buntsandsteingerölle beobachtet und nördlich von Hiltwartshausen große Keuperton (?)-Brocken (441). In ähnlicher Weise ist nach Grupe das marine Oberoligocän bei den Eiteichen unweit Lamspringe (Kr. Alfeld) durch Führung von Geröllen älterer Gesteine (Bruchstücke von *Amaltheus margaritatus*; wahrscheinlich auch Buntsandstein) ausgezeichnet.

Weiter nach O hin sind echte Küstenbildungen in der Nähe von Weferlingen (Vorwerk Graui) bekannt geworden. Hier fand Herr Dr. Schmierer 1911 nach gütiger mündlicher Mitteilung einen größeren Block, der aus einem hellen Quarzit oder Konglomerat bestand und neben Abdrücken von marinen Gastropoden und Pelecypoden *(Cardium)* ziemlich viele, z. T. gut erhaltene Pflanzenreste enthielt. Wie die eingeschwemmten Porphyrgerölle zeigen, wird dieses Stück dem nahen Flechtinger Höhenzuge entstammen. Das Alter dieses Geschiebes ist zwar unbestimmt, vieles deutet aber auf marines Oberoligocän hin.

Auf dem westlichen Fläming wird das Oberoligocän nach Schmierer (732) eingeleitet durch eine aus Phosphorit bestehende Geröllzone.

Besonderes Interesse beansprucht auch das Vorkommen von Reuden bei Kemberg unweit Wittenberg, das Verfasser (700) beschrieb. Hier liegt im marinen Oberoligocän mit Toneisensteinen und beweisender Fauna eine Unsumme von stark gerollten und gerundeten Kiesen, die zu $^9/_{10}$ der Masse aus aufgearbeiteten Porphyren bestehen. Selbst wenn, worauf neuere Beobachtungen deuten, das hier nachgewiesene marine Oberoligocän samt dem Septarienton nur eine Scholle ist, so kann sie doch bei ihrer erheblichen Größe nicht allzuweit von N her transportiert sein. Dieses Vorkommen dürfte jedenfalls als Regressionserscheinung aufzufassen sein, das Land hob sich im Oberoligocän, und Porphyrfelsen tauchten auf, an denen das Meer dieser Zeit brandete.

Auf alle die zahlreichen Punkte näher einzugehen, bei denen in Nordwestdeutschland marines Oberoligocän bekannt geworden ist, erscheint unmöglich, es seien nur noch einige wenige, besonders wichtige Bohrungen hervorgehoben. So ist es einmal auffallend, daß in der Gegend von Bremen marines Oberoligocän heute zu fehlen scheint. Denn Wolff (765), der die Bohrung Ördekenbrück (südwestlich von Bremen) bearbeitete, teilt ein genaues Schichtenverzeichnis davon mit, aus dem hervorgeht, daß hier unter marinem Obermiocän und Mittelmiocän sofort Septarienton auftritt, es fehlt also Untermiocän und Oberoligocän. Von ersterem sind wenigstens durch zahlreiche Braunkohlenbrocken und Gerölle von Lignit Spuren angedeutet, marines Oberoligocän fehlt aber auch als Geschiebe gänzlich. Das ist um so auffallender, als südlich und östlich hiervon diese Stufe weit verbreitet ist. Aus Nordhannover gab z. B. Koert (687) die Ergebnisse einer Erdölbohrung von Holm bekannt, die reiches faunistisches Material lieferte. Hier wurde das Oberoligocän, das aus kalkigem, feinsandigem Ton, kalkarmem, glaukonitischem, tonigem Sand und dunklem kalkig-sandigem Ton bestand, in einer Mächtigkeit von 40, vielleicht auch 90 m durchsunken. Wichtiger noch waren die beiden Kalibohrungen von Rosenthal unweit Bleckede a. d. E. und Schmardau bei Hitzacker a. d. E., ebenfalls von Koert (685) bearbeitet. Beide sind deswegen bemerkenswert, weil in ihnen bereits miocäne Formen auftreten, nämlich *Nassa Meyni* Beyr., *Cancellaria mitraeformis* Beyr. und *Columbella attenuata* Beyr. Die Bohrung von Schmardau zeigt auch insofern eine Besonderheit, als in ihr eine 2 m starke Schicht auftritt, die fast nur Jugendformen enthält. Hieraus wird gefolgert, daß diese Mollusken keines natürlichen Todes gestorben sind, sondern von schaltierfressenden Fischen unversehrt wieder abgeschieden wurden; dieses Schaltrümmersediment ist also nicht als küstennahe Bildung durch Einwirkung des Wellenschlages entstanden.

Dann muß noch der sogenannten Sternberger Kuchen gedacht werden. Es sind das vor allem charakteristisch braune Sandsteingeschiebe, deren feine Körner durch eisenhaltiges und kalkiges Zement verkittet sind und in denen sehr gut erhaltene Fossilien in so großer Menge vorhanden sind, daß fast das ganze Gestein ausschließlich aus ihnen zu bestehen scheint. Das Hauptverbreitungsgebiet dieser Ge-

schiebe ist die Gegend von Sternberg in Mecklenburg, und zwar das Gebiet zwischen dem Schweriner und Dobbertiner See. Das massenhafte Vorkommen in diesem Bezirk zeigt, daß das Anstehende dieses Gesteines nicht allzu fern sein kann; Geinitz (649) will es am Blocksberg bei Meierstorf südlich von Parchim gefunden haben.

Die Fauna ist reich, sie umfaßt nach Koch (669—673) und Wiechmann (759—761) 162 Arten Gastropoden, 3 Pteropoden, 64 Pelecypoden usw.

Auf dem Weg nach der Lausitz ist noch ein Punkt erwähnenswert, nämlich Brambach, westlich von Dessau an der Elbe gelegen, ist er doch schon seit langem bekannt und hat eine eigene kleine Literatur hervorgerufen; sein Fossilinhalt ist indessen genauer erst durch Schmierer (732) bekannt geworden. Petrographisch handelt es sich um Sphärosiderite, die eine Anzahl von Abdrücken und Steinkernen enthalten und mit fossilfreien Glaukonitsanden in Verbindung stehen.

In der Lausitz selbst ist marines Oberoligocän durch die Bohrungen am Priorfließ bei Kottbus (54 m mächtig), im Fichtwald bei Schlieben unweit Hilmersdorf (34 m), Rakow (27 m) bei Drebkau und Gr. Ströbitz bei Kottbus (39 m) durch v. Koenen und Speyer (739—741) untersucht worden, deren Ergebnisse dann Berendt (621) zusammengestellt hat. Wieweit sich dieser Horizont noch nach O erstreckt, ist heute ungewiß, es war schon oben darauf hingewiesen, daß das bei Kl. Saubernitz nachgewiesene Tertiär wohl zum Mitteloligocän gehört, doch könnte vielleicht auch Oberoligocän in Frage kommen. Eine neuere Bohrung von Bornsdorf bei Luckau lieferte *Fusus Waelii* und *Pectunculus*.

Die Eisenanreicherung im Oberoligocän, die stellenweise zur Bildung von Brauneisenstein führen kann, läßt sich vielleicht so verstehen, daß vom festen Land her eisenbeladene Gewässer den noch unverfestigten Meeressand durchtränkten. Da sich aber das dem offenen Meer zur Zeit des Oberoligocäns zugeführte Eisen sofort so stark verdünnt hätte, daß eine Ausscheidung von Eisenverbindungen unmöglich gewesen wäre, kann die Verfestigung von Eisenstein nur in abgeschnürten Buchten und Senken erfolgt sein zu einer Zeit, als das Oberoligocän-Meer infolge flächenhafter Landhebung gezwungen war, sich allmählich zurückzuziehen. Damit stimmt gut überein, daß in jenem gesamten Gebiet das marine Oberoligocän unmittelbar durch Süßwasserbildungen des Miocäns abgelöst wird. Demnach würde der Gehalt an Eisen im Oberoligocän sowohl auf beginnende Hebung wie auch auf Landnähe hinweisen. Man muß aber auch daran erinnern, daß das marine Oberoligocän gelegentlich noch heute Glaukonit enthält, aus dessen Zersetzung sich die Brauneisensteine ungezwungen erklären lassen. Um wenigstens einen Punkt aus der fossilreichen Gegend von Kassel anzuführen, so tritt bei Knickhagen unweit der Fulda (zwischen Münden und Kassel) ein glaukonitischer Ton auf, der von Brauneisenstein überlagert wird; in beiden finden sich reichlich Fossilien des marinen Oberoligocäns. An Fossilien ungleich reicher sind indessen heute die Brauneisensteine des etwas weiter nördlich gelegenen Ge-

bietes zwischen Mariendorf und dem Ahlberg. Die Verbindung nach Norden stellt das kleine Vorkommen von Moringen (Kr. Einbeck) her mit *Pecten bifidus* Gdf.

Dagegen kann man die manganhaltigen (2—15%) Brauneisensteine von Hohenkirchen bei Kassel wohl nur als Reste einer tertiären Landoberfläche deuten. Daß das Eisen selbst bei der weitverbreiteten (diskordanten) Lagerung des Tertiärs auf Buntsandstein und dem nicht unerheblichen Gehalt an Eisen in den Sandsteinen in beiden Fällen dieser Formation entstammt, dürfte wohl ohne weiteres einleuchtend sein; ebenso läßt sich der Mangangehalt zwanglos aus dem Buntsandstein (Tigersandstein!) ableiten.

An Geschieben sind auf der Karte zwei verschiedene Typen dargestellt, einmal solche des Sternberger Kuchens, sodann die übrigen hierher gehörenden Funde. Zu letzteren gehören u. a. auch das sogenannte Meierstorfer Gestein, ein rostbraun bis braun-violetter dichter Glimmersandstein von oft schaligem Gefüge, dessen Anstehendes bis heute in Mecklenburg noch unbekannt sein dürfte. Bei den losen Fossilien, wie sie bei Halle (Diemitz), Querfurt und Teutschenthal, aber auch südlich von Burg gefunden werden, ist ihre Herleitung aus Mecklenburg natürlich zweifelhaft. Nicht leicht zu erklären sind die auf der Oie und bei Zinnowitz beobachteten Geschiebe, man wird vielleicht an eine Verschleppung durch miocäne oder präglaziale Flüsse denken können, da Tertiär auf Bornholm nach den Arbeiten von Munthe und Grönwall mit Sicherheit fehlt.

Die Reste, die am Niederrhein an zahlreichen Punkten (Hülserberg, Örmterberg, Niersenberg, Monreberg bei Kalkar, Egelsberg, in der Bönninghardt) auftreten — meist dickschalige und große Muscheln —, sind u. a. von Steeger (743) und Quaas (722) behandelt worden.

In Belgien fehlt mit Ausnahme des nordöstlichsten Grenzgebietes marines Oberoligocän.

In Bayern ist, wie schon oben angedeutet (s. S. 69), rein marines Oberoligocän nicht mehr entwickelt, hier legt sich auf die Untere Meeresmolasse ein ungemein mächtiger Komplex (über 1000 m) von grünlichgrauen, verwittert gelblichgrauen brackischen Mergel- und Sandsteinbänken, auch Konglomeraten (Molassenagelfluh) auf. Die Mergel zeichnen sich durch die Häufigkeit von *Cyrena semistriata* Desh. aus. Bekannt ist die ebenfalls bereits erwähnte Einschaltung von wertvoller Pechkohle mit zahlreichen Pflanzenresten von Miesbach, Penzberg und Peißenberg. Mehrfach umschließen hier und anderwärts nach Gümbel (829) einzelne Zwischenlagen in der brackischen Schichtenreihe ausschließlich marine Reste, was auf ein zeitweises, Springflut-ähnliches Vordringen des Meeres zu deuten scheint.

In der Schweiz ist das Aquitanien ebenfalls teilweise brackisch entwickelt, doch fehlen marine Bildungen ebensowenig wie Süßwasserabsätze. Von einer bildlichen Darstellung ist gleichwie von Bayern Abstand genommen, da es sich nicht mehr um rein marine Zonen handelt.

Betrachtet man hiernach die Entwicklung des marinen Oberoligocäns im Verhältnis zum Mitteloligocän, so ergibt sich, daß größere Gebiete völlig transgressionslos vom Mitteloligocän zum Oberoligocän übergehen, und es scheint auch eine wesentliche Änderung hinsichtlich der Tiefe, in der das Meer der Stettiner Sande und des Oberoligocäns zum Absatz kamen, nicht eingetreten zu sein. Aber in anderen Gebieten hält die zur Zeit der Stettiner Sande eingeleitete Landhebung, die schon gewaltige Flächen in Pommern und Brandenburg trocken gelegt hatte, weiter an; deutliche Regressionserscheinungen sieht man u. a. im Rheinland, wo das oberoligocäne Meer zwar zunächst noch etwas über Mitteloligocän übergreift, danach aber feuersteinführende Kreide zerstörte, und in der Provinz Sachsen, wo es unweit Wittenberg (Reuden) an langsam aufsteigenden Porphyrfelsen brandete.

Über die Äquivalente des Oberoligocäns im Mainzer Becken s. S. 91.

Die Entwicklung in Frankreich, England und Südrußland ist S. 80 kurz angedeutet; es ist noch hinzuzufügen, daß sich nach Spulski (742) das Oberoligocän-Meer im europäischen Rußland auf einen schmalen, aber verhältnismäßig tiefen Meeresarm beschränkte, der von W nach O über die Halbinsel Krim, Taman und den Kaukasus bis ins hinterkaspische Gebiet reichte.

In Dänemark treten nach Harder (662) über dem Mitteloligocän Tone auf mit Fossilien, die bis zum Miocän gehen, aber auch typisches Oberoligocän mit *Nucula compta* und *Surcula Volgeri* enthalten. Nach Ravn (725) sind die Tone in zweifacher Weise ausgebildet, einmal als dunkle, fette, glaukonitische Tone mit Eisensteinkonkretionen, sodann als schwarze Glimmertone mit runden Kalkknollen. Sie führen z. T. eine reiche Fauna; so beherbergt die von Cilleborg bei Hobro gegen 80 Arten, darunter *Nucula Cilleborgensis* Ravn, *Leda gracilis* Desh., *Limopsis Goldfussi* Nyst sp., *Cardium Kochii* Semp., *Dentalium Kickxii* Nyst, *Cassis megapolitana* Beyr., *Pleurotoma Duchastelii* Nyst usw.

In den Niederlanden lehnt sich nach Molengraaff und Waterschoot van der Gracht (707) die Entwicklung z. T. an die Westdeutschlands an. So finden sich in der Peel sehr feste graugrüne, sandige Tone mit der Fauna der Krefelder Sande. Die Mächtigkeit beträgt etwa 170 m, im N bei Oploo nur noch 50 m. In Süllimburg herrschen Sande vor (20 m mächtig), die nach oben allmählich in Braunkohlensande übergehen. Stellenweise beginnt aber das Oberoligocän mit einem »Transgressions«konglomerat.

In Oberitalien gehören die Schichten von Schio der aquitanischen Stufe an, in Österreich ist das Oberoligocän vielfach als Süßwasser- oder brackische Bildung entwickelt, es finden sich aber auch bei Ofen Sandsteine dieses Alters mit *Pectunculus*.

Faunistisch ist nachzutragen, daß während des Oberoligocäns in das nordische Meer ganz neue Gattungen und Arten einwanderten. Gripp (654) weist vor allem auf die Gattung *Nassa* hin sowie auf *Drillia Allioni* Bell., *Erato laevis* Don. (die in Frankrech und im Mediterran-Gebiet verbreitete Schnecke), *Vaginella depressa* Daud. und

Gliederung des **Oligocäns** (z. T. nach E. Kayser).

	Norddeutschland	Schweiz	Südengland	Belgien	Frankreich	Südrußland
		(Transgression)				
Ober-oligocän	Meeressande von Kassel usw. Sternberger Kuchen. Fossilführende Sande in Hannover, ,Rheinland, usw. Chattische Stufe (m)	Aquitanien (m, l)	—	—	Calcaire de la Beauce Meulières de Villers-Cotterets, Montmorency usw. (l)	Ablagerungen auf der Krim und im Kaukasus (m)
Mittel-oligocän	Stettiner Sand (m) / Septarienton (Rupelton) (m) / Magdeburger Sand (m)	Stampien [1] (m) [1]) von Etampes südl. Paris	Hamstead beds (br) Koffersteine (»box-stones«); Anstehendes unbekannt	Tone d. Rupélien supérieur (m). Sande d. Rupélien inférieur (m). Tongrien supérieur (br).	Sande v. Fontainebleau (m) Sande v. Etrechy (br) Austernmergel (m)	Poltawa-Stufe (l)
Unter-oligocän	Glaukonitische Sande im Samland, bei Lattorf, im Rheinland usw. (m)	Tongrien, Sannoisien (l)	Bembridge und Osborne beds, Upper and middle Headon beds (br)	Tongrien inférieur (m)	Kalk der Brie (l) Marnes à Cyrènes, Marnes supragypseuses (l) Hauptmasse des Gipses vom Montmartre (l-br)	Charkow-Stufe (m)

Rapana Wiechmanni v. K. Als Weg nimmt Gripp an, das sie aus unbekannten südlichen Gebieten an der Westküste Großbritanniens entlang gewandert und zwischen Schottland und Skandinavien in die damalige Nordsee vorgedrungen seien.

Subbeskidisches Alttertiär.

Eine kurze Erwähnung muß auch hier das sogenannte subbeskidische Alttertiär finden, da es von Österreich noch etwas in nördlicher Richtung auf Oberschlesien übergreift (s. Karte, Taf. 6). Diese Schichten gleichen durchaus dem Flysch der Alpen, sie bestehen aus sandigen Mergeln und mergeligen Sandsteinen; als Zwischenlager treten Steinmergelbänke, Konglomerate an ihrer Basis, bunte Tone und Mergel, dunkle, feingeschichtete glimmerige Mergelschiefer auf.

Bemerkenswert ist die Lagerung: dieses Alttertiär liegt vielfach unter Kreide, die Überschiebung ist nunmehr durch eine ganze Reihe von Bohrungen bekannt geworden, die Michael (769—774) und Petrascheck (776—778) veröffentlichten. Das Alter der Bildungen ist nicht ganz sicher, die Petrographie und die Fossilien sprechen aber, wie es scheint, für Alttertiär (Unteres oder Mittleres Oligocän); es fanden sich *Meletta*, Pteropoden, Foraminiferen, ein glatter *Pecten*, verkohlte Pflanzenreste, kleine Spatangiden, kleine Bivalven, Algenreste u. a. m.

In Zawada nordwestlich von Pleß erreicht das Alttertiär eine Mächtigkeit von 205 m.

Überall finden sich im Alttertiär da, wo dieses von Kreideschichten überlagert wird, Gase in z. T. ungewöhnlich großen Mengen. Sie bestehen ganz überwiegend aus Methan und dürften wahrscheinlich mit dem in der Tiefe befindlichen, sich entgasenden Steinkohlengebirge in Verbindung stehen.

Das Mainzer Becken.

Wie bei Gelegenheit der Rheintalspalte ausgeführt ist, hat das Meer von der Gegend des heutigen Rheintales im Tertiär zum ersten Male Besitz ergriffen zur Zeit des Unteroligocäns, und es scheint, daß ein schmaler, aber langer Kanal aus der Gegend von Kassel als Zufuhr gedient hat. Freilich liegt das in der Gegend von Lüttich nachgewiesene marine Unteroligocän dem Mainzer Becken räumlich etwas näher, aber die oben ausführlich mitgeteilten zahlreichen kleineren Einfaltungen der Erdrinde zur Eocänzeit in der Gegend von Kassel scheinen dafür zu sprechen, daß wenigstens vorübergehend

und zeitweise dieser Verbindungskanal zur Unteroligocänzeit bestanden hat; er wurde bei weiterer Einfaltung der Erdrinde im Mitteloligocän nunmehr längere Zeit mit einer kleinen Unterbrechung vom Meere benutzt.

Ebensowenig dürfte die Strecke Zabern-Pfalzburg in Betracht kommen, denn hier fehlen gleich dem Verbindungsweg nach Lüttich irgendwelche Ablagerungen sowie auch Andeutungen von früheren Bodensenkungen, die dem eintretenden Meer den ersten Weg wiesen. Freilich: Reste von marinem Unteroligocän sind auch zwischen dem Mainzer Becken und der Gegend von Kassel bis jetzt nicht bekannt geworden. Daß aber höchst wahrscheinlich dieser Weg und kein anderer benutzt wurde, geht nicht nur aus den eben erwähnten schwachen Einfaltungen zur Eocänzeit in der Gegend von Kassel hervor, sondern vor allen Dingen daraus, daß dieses Gebiet tatsächlich zur Mitteloligocänzeit in breiter Zone vom Meer überflutet wurde. Es wäre doch sehr auffallend, wenn das Meer zur Unteroligocänzeit die Strecke von Lüttich oder die Pfalzburger Pforte benützt hätte, in der unmittelbar darauf folgenden Periode aber einen ganz anderen Weg. Dazu kommt noch die positive Beobachtung von Steuer, der fand, daß die Fauna von Waldböckelheim durchaus mit Lattorf übereinstimmt (vgl. S. 50), mindestens also nicht aus dem Pariser Becken eingewandert sein kann. Allerdings muß man sich hüten, tektonisch die Gegend von Kassel mit dem Rheintalgraben in unmittelbare Verbindung zu bringen und jenen Bezirk als die direkte Fortsetzung der Rheintalspalte nach N zu betrachten. Wahrscheinlich wird es sich bei Kassel um Parallelspalten gehandelt haben, die vielleicht durch Querbrüche mit der verlängerten Rheintalspalte in Verbindung standen und so die erste Zufuhr von Meereswasser in das in Einfaltung begriffene Becken des heutigen Rheintales ermöglichten.

Klarer wird die Entwicklung zur Mitteloligocänzeit. Hier ist die frühere Verbindung zum Rheintal durch eine ganze Anzahl von Örtlichkeiten zu belegen, an denen heute noch Septarienton vorhanden ist. Wendet man sich von Eschershausen im Braunschweigischen nach S, so mag der alte Verbindungskanal etwa westlich von Göttingen seine engste Stelle besessen haben. Weiter nach S zu folgen die besonders durch v. Koenen bekannt gewordenen Fundpunkte von Septarienton der Gegend von Kassel: Wilhelmshöhe, Lutterberg, Landwehrhagen, Ober- und Niederkaufungen, Lichtenberg usw. Aber von da an ändert sich das Bild; zwar tritt weiterhin auch noch Septarienton auf, der in der Gegend von Ziegenhain mindestens 22 m Mächtigkeit besitzt und stellenweise recht reich an Fossilien ist, die Blanckenhorn (385) anführt; daß die Küste nicht fern gewesen sein kann, zeigt auch die Einschwemmung von Blättern *(Cinnamomum)* und Früchten. Auf den Septarienton folgen in dieser Gegend noch fossilarme Glaukonitsande oder grüngelbe Sande, die auf eine Verflachung des Meeres hindeuten. Aber neuere Untersuchungen von Blanckenhorn (386) haben ergeben,

daß sich zwischen diese Sande und Septarienton echte Süßwasserbildungen cinschalten, nämlich Melanienton mit Limnäenkalken. Die Fauna setzt sich aus folgenden Formen zusammen:

Melania horrida Dkr.
» *semidecussata* Lam.
Melanopsis Kleinii Kurr.
Hydrobia Dubuissoni Bouill.
Limnaea pachygaster Thom.
Vivipara lenta Sow.
Cyrena sp.

Vermutlich ist dieser Ton als ein Äquivalent der Schleichsande im Mainzer Becken aufzufassen und würde demnach noch zum Mitteloligocän gehören. Der gleiche Melanienton tritt auch bei Kirchhain unweit Marburg in 4,75 m Mächtigkeit auf. Er liegt hier auf 0,50 m Kalk, der 34 m Septarienton überlagert. Aber es ist darauf hinzuweisen, daß noch ein zweiter Horizont dieses Namens bekannt ist, denn der Melanienton von Oberzwehren und Großalmerode wird von Beyschlag (384) dem Unteroligocän zugerechnet. Auf den übrigens höchstens 2 m starken Melanienton von Ziegenhain folgt dann der eben erwähnte glaukonitführende Grünsand (20 m), der höchst selten *Cardita tuberculata* und *Cytherea incrassata* führt, also ausgesprochene Meeresbildungen, die marines Oberoligocän vertreten könnten; sie werden noch von Tonen mit Brauneisensteinkonkretionen überlagert. Danach hat also eine kurze Unterbrechung dieser Meeresabsätze gegen Schluß der Mitteloligocänzeit stattgefunden, wie ja auch im Mainzer Becken (s. u.) vorübergehend eine Aussüßung des Meeres zur Zeit des Oberen Cyrenenmergels nachzuweisen ist. Blanckenhorn (386) gibt folgende Gliederung:

<table>
<tr><th></th><th>Blatt Gudensberg</th><th>Blatt Ziegenhain und Schwarzenborn</th></tr>
<tr><td rowspan="3">Miocän</td><td>Löcheriger fossilführ. Quarzit u fossilf. Kalklinsen zus. mit Basalttuffen</td><td>Basalttuffe, Rote Tone, Feinsande, Basaltkies, Geröllschichten</td></tr>
<tr><td colspan="2">Braunkohlen und Ocker führende Tone und weiße Sande</td></tr>
<tr><td colspan="2">Grobe Sande mit Quarziten und Sandstein</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Ober-Oligocän</td><td rowspan="2">Petrefaktenreicher Kasseler Meeressand</td><td>Ton mit Eisensteinkonkretionen</td></tr>
<tr><td>Grüngelbe glaukonithaltige Sande</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Mittel-Oligocän</td><td></td><td>Limnäenkalk
Melanienton</td></tr>
<tr><td colspan="2">Septarienton</td></tr>
<tr><td>Unter-Oligocän</td><td>Melanienton
Quarzitsande</td><td>fehlt</td></tr>
</table>

Daß der Verbindungsweg zum Rheintal nicht breit gewesen sein kann, lehrt die Ausbildung des Mitteloligocäns von Sieblos in der

Rhön, das als eine 40—60 m starke Ablagerung von Süßwasserkalk, Melanienton und Schiefer- oder Papierkohle mit reicher Fauna und Flora entwickelt ist; es ruht auf Oberem und Mittlerem Buntsandstein und wird von Feldspatbasalt überlagert.

Die marine Verbindung zum Mainzer Becken wird vor allem durch den Septarienton der Bohrung von Lich (1905) hergestellt, die Steuer bekannt gab.

Im eigentlichen Mainzer Becken bestehen die ältesten tertiären Schichten, abgesehen von dem bereits erwähnten Waldböckelheim, aus dem sog. Meeressand, der 10 bis höchstens 40 m mächtig wird und diskordant meist auf Rotliegendem und seinen Eruptiva, seltener auf Devon ruht. Als echte Strandablagerung zeigt er einen starken Wechsel in der Zusammensetzung, indem sich an seinem Aufbau aufgearbeitetes Material von Sandsteinen, Porphyren und Melaphyren des Rotliegenden, von Quarzen und devonischen Quarziten, Granit und Buntsandstein beteiligen. Untergeordnet ist das Auftreten von primären Kalkschichten und von Tonen, von regionaler Bedeutung die Verkittung der Sande durch Schwerspat bei Kreuznach und anderen Orten; dieser Schwerspat hat nicht nur die Schalen der Meerestiere erfaßt (N. J. f. Min. usw. 1854, 421 und 1856, 533), sondern auch Pflanzenreste (ebenda, 1848, 24). Blöcke von bläulichen Kalksandsteinen werden gelegentlich wegen ihrer ungewöhnlichen Härte zu Pflastersteinen und Chausseeschlag verwendet; bei Heppenheim ist der Meeressand schwach petroleumführend entwickelt.

Weiterhin läßt sich der mitteloligocäne Meeressand in Form von Geröllen verfolgen; diese Küstenkonglomerate, ihre Verbreitung und ihr Alter, sind bereits oben (S. 42) erwähnt worden. Auch im Mainzer Becken ist ihre geologische Stellung nicht einheitlich, denn hier setzten sich in dem zentralen Teil der Senke bereits untere und mittlere Schichten des Septarientones ab, während die Ablagerung von Meeressand im Randgebiet noch andauerte; die oberen Schichten des Septarientones transgredieren demnach über den Meeressand, wie Spandel (541) zeigte, beide sind also bis zu einem gewissen Grade gleichalterig.

Die Fauna ist am reichsten in der Umgebung von Alzey (507); sie umfaßt etwa 300 Formen, die fast ausschließlich rein marinen Charakter tragen. Nur wenige brackische Gattungen (*Hydrobia, Melania, Alexia*) sind bekannt, ebenso vereinzelte eingeschwemmte Landschnecken sowie Reste von Schildkröten (*Trionyx, Emys*) und Krokodilen.

Die häufigsten Formen sind nach Lepsius und Mordziol

Cerithium laevissimum v. Schl.	*Bulla turgidula* Desh.
Trochus margaritula Mer.	*Ostrea callifera* Lam.
Natica crassatina Lam.	» *cyathula* Lam.
Dentalium Kickxii Nyst	*Pecten pictus* Gdf.
Fusus elongatus Nyst	*Perna Sandbergeri* Desh.
Pleurotoma regularis de Kon.	*Pectunculus obovatus* Lam.
Voluta Rathieri Héb.	» *angusticostatus* Lam.

Cardita Omatiusiana Nyst
Lucina tenuistria Héb.
Cardium cingulatum Gdf.
Cyprina rotundata Al. Br.
Cytherea incrassata Sow.
» *splendida* Mer.
Panopaea Heberti Bosq.

Bloßgelegte Felsen zeigen Bohrlöcher von *Pholas*, *Lithodomus* und *Teredo*. Haifischzähne (*Lamna cuspidata*, *L. contortidens*, *L. denticulata*, *Notidanus primigenius*, *Carcharodon angustidens*) sind ungemein häufig und in groben Quarzsanden und Geröllmassen zusammen mit den Schalen von *Ostrea callifera* oft die einzig erhaltenen Reste. *Balanus stellaris* A. Braun trifft man sehr häufig aufgewachsen auf großen Muschelschalen, auf Geröllen oder auf den anstehenden Felsen des einstigen Strandes. Einige Landsäugetiere (*Anthracotherium magnum*, *Hyaenodon*) sind eingeschleppt, weitverbreitet von der Schweiz über das Mainzer Becken bis nach Belgien und Frankreich *Halitherium Schinzi* Kaup, ein ausgesprochener Küstenbewohner.

Viele Örtlichkeiten sind indessen fossilarm, sei es, daß Fossilien hier von Haus aus fehlten, sei es, daß die kalkhaltigen Schalen später wieder zerstört wurden. Dabei hat Wenz (581a) die Beobachtung gemacht, daß die Haifischzähne und Pectenschalen der Verwitterung am längsten trotzten.

Aus der Fauna der Meeressande folgt eine unmittelbare Verbindung des oberrheinischen Meeresarmes mit dem mitteloligocänen Meere nach Deutschland, eine Zuwanderung aus dem Süden ist zu dieser Zeit noch nicht festzustellen. Die Verbreitung der Meeressande reicht freilich weit hinein bis in die Schweiz, wo ihnen die Untere Meeresmolasse entspricht; das Becken von Brislach und Laufen a. d. Birs ist z. T. mit ihr erfüllt. Dieselben Schichten finden sich dann weiter aufwärts an der Birs bei Delsberg, Porrentruy, in der Umgebung von Pfirt, zu Dammerskirch und bei Mömpelgard (Montbéliard). Die genauere Gliederung ist nach Gutzwiller (445) folgende:

Oberoligocän (Aquitanien)		Süßwasserkalk, Süßwasserkiesel, Gipsmergel.
Mittel-oligocän (Stampien)	Cyrenen-mergel	Molasse alsacienne, Horizont der *Ostrea cyathula* Lam., var. *crispata* Gdf., Brackwasserbildung, Einlagerungen von Süßwasserkalk,
	Septarienton, im oberen Teil mit Fischresten (Melettaschiefer),	
	Fischschiefer (Amphisyleschiefer),	
	Meeressand und Konglomerat.	
Unteroligocän (fehlt).		

Die unmittelbare Verbindung mit dem oben (S. 69, 78) aufgeführten Vorkommen von Bayern fehlt heute, sie ist nach Gümbel in den mächtigen versteinerungsleeren Sandlagen, Geröllmassen und

Konglomeratbänken zu suchen, die z. B. den Rigi aufbauen helfen, und deren brandende Flutung die tierischen Siedelungen verscheuchte oder vernichtete.

Van Werveke[1]) machte darauf aufmerksam, daß Bleicher bereits 1885 in den Meeressanden vom Fuß der Vogesen Gerölle von Granit nachwies, so daß damals schon die Triasdecke der Vogesen stellenweise zerstört war — im Gegensatz zu dem Schwarzwald, dessen gleichaltrige Konglomerate nur Gerölle mesozoischer, vorwiegend jurassischer Gesteine enthalten; erst im Obermiocän wurden auch vom Schwarzwald krystalline Gesteine abgeschwemmt. »Die Vogesen waren also schon zur Mitteloligocänzeit ziemlich stark herausgehoben, der Schwarzwald lag tiefer.«

Auf den Meeressand folgt im Mainzer Becken der Septarienton, der eine Mächtigkeit von 100—120 m erreichen kann. Er stellt ebenfalls eine Meeresablagerung dar, die aber in etwas tieferem Wasser abgesetzt ist als der Meeressand. Petrographisch unterscheidet sich der Rupelton nicht von dem Vorkommen in Norddeutschland und Belgien, auch hier handelt es sich um einen blaugrauen oder grünlichgrauen, z. T. sandigen Ton oder Tonmergel mit Septarien, der oft Gipskrystalle, Toneisensteinkonkretionen und Schwefelkies enthält. Seine z. T. übergreifende Lagerung über den Meeressand ist bereits erwähnt.

Der Tongehalt leitet sich nach Deecke von umgelagerten Lias- und Opalinustonen her, derjenige der nächst höheren Stufe, des Cyrenenmergels, von aufgearbeiteten Keuperschichten.

An Fossilien sind die Foraminiferen am häufigsten; die übrigen treten in Vergleich zum Meeressand erheblich zurück. Von Konchylien kennt man etwa 60 Arten, darunter sind *Leda Deshayesiana*, *Nucula Chasteli* und *Lucina* sp. häufig. Seltener sind folgende Formen:

Aporrhais speciosa v. Schl.
Fusus elongatus Nyst
Pleurotoma belgica Gdf.
» *Selysii* de Kon.
Phasianella ovulum Phil.
Natica Nysti d'Orb.
Murex tristichus Beyr.
Cancellaria minuta Al. Br.
Pholadomya Puschi Gdf.
Pectunculus obovatus Lam.
» *angusticostatus* Sdbg.
Lucina tenuistria Héb.
Cytherea incrassata Sow.
Corbula gibba Olivi
» *subpisiformis* Sdbg.
Pecten pictus Gdf.
Dentalium parallelum Boettg.

Von besonderer Wichtigkeit ist das Auftreten der Fischgattungen *Amphisyle* und *Meletta*, die bereits aus dem Elsaß angeführt wurden. Sie sind vom S her, vom nördlichen Alpenvorland eingewandert und deuten darauf hin, daß nach Absatz des Meeressandes eine Verbindung bestand zwischen dem Mainzer Becken und dem SO. Weit nach N sind sie nicht vorgedrungen, sie werden nördlich vom Mainzer Becken nicht mehr beobachtet, trotzdem das Meer damals über Eckardroth und Alsfeld mit der Gegend von Kassel usw. in Verbindung stand.

[1]) L. Van Werveke, Die Trierer Bucht und die Horsttheorie. Ber. Ver. Niederrhein. geol. V. 1910, S. 12—37.

Dieser Zusammenhang mit dem O, der heute infolge tektonischer Veränderungen nicht mehr vorhanden ist, könnte sich vielleicht über die Gegend von Bilten und Horw vollzogen haben, woselbst marine Cardienschichten auftreten.

Den umgekehrten Weg verfolgte *Leda Deshayesiana*, sie kam mit vielen Begleitern aus dem N und ist im Rheintal nach gütiger mündlicher Mitteilung von Dr. Höhne mindestens bis in die Gegend von Hagenau vorgedrungen. Sie fehlt in der Schweiz und erst recht im alpinen Vorland Bayerns. Zeitlich ergibt sich eine vollkommene Übereinstimmung des Austausches der Wanderformen: weder *Amphisyle* und *Meletta* noch *Leda* sind aus dem Meeressand des Mainzer Beckens, der Schweiz oder von Bayern bekannt, sondern treten erst im echten Septarienton auf. Daran ändert auch nichts der zweifelhafte Fund einer *Leda Deshayesiana* im Meeressand von Weinheim. Auch kann der Ansicht von Lepsius, daß dieses Tier offenbar mehr den Schlammboden des tieferen Septarientones liebte, nicht zugestimmt werden, denn *Leda* findet sich in Norddeutschland usw. nicht selten im Magdeburger Sand und im Stettiner Sand; sie ist eben im S später eingewandert.

Diese Verhältnisse sind soeben von Weiler (577) im einzelnen untersucht worden. Er konnte zeigen, daß von 38 Arten Fische 17 (= 45%) aus den nordischen Meeren eingewandert, 6 aber (= 16%) südlichen Ursprungs sind, nämlich:

Meletta crenata Heckel	*Seriola multiradialis* Weiler
» *sculptata* Weiler	*Aulostoma media* Weiler
Chanoides striata Weiler	*Amphisyle Heinrichi* Heckel.

Aus der Fischfauna folgt nach Weiler, daß der Septarienton des Mainzer Beckens in einem Meer abgelagert wurde, das den Charakter einer Küstensee besaß. Das Klima war nicht mehr tropisch, sondern bereits subtropisch. Die Pflanzenreste aus dem Septarienton weisen auf ein Klima hin, dessen mittlere Jahrestemperatur ungefähr 20° C betrug.

Nun sind auch in Norddeutschland an der Basis des Septarientones marine sandige Bildungen weitverbreitet, das sind die vorhin erwähnten Magdeburger Sande, die oben (S. 58) ausführlich beschrieben sind. Sie entsprechen aber nur der Lagerung und der geologischen Stellung nach den Meeressanden des Mainzer Beckens, nicht auch hinsichtlich des Alters. Denn aus der geschilderten Entwicklung folgt, daß die Meeressande im Mainzer Becken erst später gebildet wurden als die stratigraphisch entsprechenden Magdeburger Sande. Diese transgredieren nach S nicht, wie die Beobachtungen gezeigt haben; erst zu Beginn der Septarientonzeit greift das Meer nach S über, und dieses selbe Meer erzeugte dann in der Rheintalsenke die Meeressande und Konglomerate.

An sonstigen Fossilien sind noch Crustaceen zu nennen, sowie Schildkrötenreste und das schon aus den Meeressanden bekannte *Halitherium Schinzi* Kaup; seltener sind Brachiopoden und Echinodermen, während Korallen hier noch nicht bekannt geworden sind.

Bei Flörsheim am Main ist auch eine ziemlich reichhaltige Flora (gegen 40 Arten) zutage gekommen, die meist aus Landpflanzen besteht und von dem damals kontinentalen Taunus eingeschwemmt sind; sie stellt eine Mischung von tropischen Arten mit solchen der warm-gemäßigten Zone dar.

Der Septarienton wird im Mainzer Becken und in der ganzen oberrheinischen Tiefebene von einem 100—120 m mächtigen System von feinsandigen Tonmergeln überlagert, die in ihrer Gesamtheit den Namen Cyrenenmergel führen. Die Grenze vom Septarienton zum Cyrenenmergel ist meist wenig scharf, der Septarienton wird nach oben sandiger und geht allmählich in sandige Bildungen der Cyrenenmergel-Gruppe über. Diese führen in der Literatur verschiedene Namen: obere Meeressande, Elsheimer Meeressande, Chenopus-Schichten und Schleichsande (mit Glimmer), die örtlich durch Kalk zu Schleichsandstein verkittet sein können. Sie gehören großenteils zum Unteren Cyrenenmergel, der ganz überwiegend marin entwickelt ist im Gegensatz zum Oberen Cyrenenmergel, der brackischer Natur ist. Dabei muß betont werden, daß diese Sande nur Einlagerungen in dem Komplex des Cyrenenmergels darstellen, bei dem gelblichgraue oder grünlichgraue, sandige Mergel vorwalten können. An Kalk ist der Cyrenenmergel etwas reicher als der Septarienton, er kann bis über 30 % steigen (vgl. S. 65).

Die wichtigsten marinen Tierreste des Unteren Cyrenenmergels sind nach Lepsius folgende:

Trochus rhenanus Mer.
Natica Nysti d'Orb.
Chenopus (Aporrhais) tridactylus Al. Br.
Tritonium flandricum de Kon.
Murex pereger Beyr.
Buccinum cassidaria Bronn
Pleurotoma regularis de Kon.
Corbulomya Nysti Desh.
Corbula Henckeliusiana Nyst
Tellina Nysti Desh.
Cytherea incrassata Sow.
Cytherea subarata Sdbg.
Cyprina rotundata Al. Br.
Isocardia subtransversa d'Orb.
Cardium scobiluna Mer.
Lucina undulata Lam.
Nucula Greppini Desh.
Pectunculus obovatus Lam.
Perna Sandbergeri Desh.
Pecten inaequalis Sdbg.
Ostrea callifera Lam.
» *cyathula* Lam.

Daneben erscheinen jedoch schon einige brackische Arten, sowie eingeschwemmte Landschnecken, die man aus höheren Horizonten kennt. Eingeschwemmt ist auch *Terebratula nucleata* v. Sch. aus dem Unteren Malm, die sich in den untersten Cyrenenmergeln des Frankfurter Osthafens fand (746).

Die Schleichsandsteine enthalten Blattabdrücke, die sämtlich auch aus der unteren Süßwassermolasse der Schweiz bekannt sind.

Im jüngeren Cyrenenmergel sind Schleichsande und Sandsteine seltener, diese Stufe besteht im wesentlichen aus feinsandigen Mergeln oder fetten blauen Tonen, und es erscheinen hier die ersten Braunkohlenflöze (Ingelheim), die aber wegen ihrer geringen Mächtigkeit und des starken Schwefelkiesgehaltes technisch ohne Bedeutung sind; die Flöze und die sie begleitenden sandigen Mergel enthalten

eine Süßwasserfauna (*Planorbis*, *Limnaea*, *Unio*). Leitformen des Oberen Cyrenenmergels sind:

Cyrena semistriata Desh.	*Cerithium Lamarckii* Brong.
Cerithium margaritaceum Brocc.	» *plicatum*, var. *Galeotti* Nyst.

An anderen Arten, die lieber im brackischen als im rein salzigen Wasser leben, seien genannt:

Nematura compressiuscula Al. Br.	*Buccinum cassidaria* Bronn
» *lubricella* Al. Br.	*Murex conspicuus* Al. Br.
Hydrobia ventrosa Montf.	*Cytherea incrassata* Sow.
(= *Littorinella acuta* Al. Braun)	*Mytilus acutirostis* Sdbg.
Theodoxis atloeodus Sdbg.	*Perna Sandbergeri* Desh.

Wie die Fauna zeigt, ist hier eine beginnende Aussüßung des Meeres unverkennbar, die zeitlich wohl mit der vorübergehenden gänzlichen Trockenlegung des Meeres in Hessen und Herausbildung der (jüngeren) Melanienton-Stufe daselbst zusammenfallen mag.

Stratigraphisch könnten die Schleichsande im Unteren Cyrenenmergel wohl den Stettiner Sanden an die Seite gestellt werden, aber der Obere Cyrenenmergel enthält bereits viele Formen, die auch in den oberoligocänen Sanden von Kassel auftreten. Es blieb also in dieser Zeit wenigstens im Gebiet der Wetterau der Zusammenhang mit dem Kasseler Oberoligocänmeer erhalten. Erst später, am Schluß des Oberoligocäns, wurde die Verbindung nach S hin endgültig unterbrochen, und das Meer mag etwa so seine Grenze gehabt haben, wie die Karte zeigt. Auf Landnähe weist in dieser Gegend auch die Einschwemmung von Pflanzen am Odenberg bei Gudensberg südwestlich von Kassel hin, wie Herr Geheimrat v. Koenen dem Verfasser vor vielen Jahren einmal mitteilte. Dieses ist zugleich der südlichste Punkt, an dem noch Oberoligocän in rein nordisch-mariner Entwicklung vorkommt.

Wie sich im einzelnen danach das geologische Alter des Cyrenenmergels ergibt, ist noch unbestimmt, auf alle Fälle machen sich hier, wie ja auch in Hessen, erneute Bodensenkungen oder eine breitere Verbindung mit dem Meer bemerkbar, die sich in einer auffallenden Zunahme der marinen Formen der nächsten Stufe deutlich zu erkennen gibt. Es ist das der sogenannte Cerithien-Kalk, wie der Name schon sagt, eine Ablagerung, die überwiegend aus Kalksteinen besteht, ohne daß Mergelschichten gänzlich fehlen. Der Übergang vom Cyrenenmergel zu dieser Stufe ist meist recht scharf, an vielen Stellen ist eine nicht unbeträchtliche Abtragung des Cyrenenmergels vorausgegangen. In der Pfalz sind indessen keine Anzeichen einer Diskordanz nachzuweisen, hier geht die tonige Facies des Cyrenenmergels rasch, aber kontinuierlich in die kalkige Stufe des Cerithien-Kalkes über.

Etwas anders ist die Entwicklung im nördlichen Teil des Mainzer Beckens, wo der Cerithien-Kalk mit Sanden und Kiesen beginnt, die auch zu Sandsteinen und Konglomeraten verkittet sein können. Erst im höheren Niveau treten Kalkbänke auf, deren anfänglicher Sandgehalt sich nach oben allmählich verliert. An wichtigen Formen seien nach Steuer außer Foraminiferen genannt:

Ecphora cancellata Thom.	*Cytherea incrassata* Sow.
Buccinum laticosta Sdbg.	*Perna Sandbergeri* Desh.
Psammobia tenuis Desh.	*Pinna rugosa* Ludw.
Corbulomya sphenioides Sdbg.	*Modiola angusta* Al. Br.
» *elongata* Sdbg.	*Littorina, Mytilus* usw.

Außerdem findet sich noch eine reiche Brackwasserfauna, namentlich von Cerithien und Hydrobien, neben einer großen Menge eingeschwemmter Land- und Süßwasserformen.

In diesem nördlichen Teil des Mainzer Beckens ruht aber der Cerithienkalk vielfach auf Landschneckenkalk und Süßwassermergel, ein deutliches Zeichen, daß in dieser Senke weite Gebiete trocken gelegt waren, während in Rheinhessen ein Zerfall in einzelne Süßwasserseen eintrat; besonders lehrreich ist hierfür die Auflagerung des Cerithienkalkes bei Hochheim-Flörsheim.

Die Mächtigkeit der Cerithienschichten ist nicht groß, sie beträgt 10—25 m, sie beweist, daß ihre Bildung nur eine kurze vorübergehende Phase darstellt.

Die genauere Untersuchung der Fauna hat ergeben, daß sich ganz allmählich eine Aussüßung des Beckens geltend macht, die marinen Formen verlieren sich nach oben immer mehr und machen brackischen Platz. Schließlich gehen die Cerithienschichten nach oben ohne scharfe Grenze in die Corbiculaschichten über.

Aus der ganzen Entwicklung geht hervor, daß zur Zeit des Cerithienkalkes eine langsame Bodenerhebung einsetzte; das Meer jener Zeit wird nördlich vom Mainzer Becken vom norddeutschen Meer abgeschnürt oder wenigstens eingeengt und verfällt nun allmählich immer mehr der Aussüßung. Darauf weisen auch die Fossilien hin; nach Steuer ist nur noch eine einzige Art vorhanden, *Murex conspicuus* Al. Braun, die mit Kassel übereinstimmt. Dieses Aufsteigen des Landes macht sich aber gleichzeitig auch im Süden, im Rheintal selber, bemerkbar, da das Cerithienmeer hier alsbald seine Südgrenze besitzt; südlich der Linie Karlsruhe-Weißenburg sind Ablagerungen dieses Alters nicht mehr bekannt. Damit ist auch die Verbindung mit dem Süden endgültig unterbrochen, die erst zu Beginn der Mitteloligocänzeit eingeleitet war.

Vielleicht kann man die Entwicklung der Cerithienschichten im Mainzer Becken der Bildung der obermiocänen sarmatischen Stufe an die Seite stellen; auch hier handelt es sich um einen sich allmählich aussüßenden kontinentalen See mit einer individuenreichen, aber artenarmen Reliktenfauna.

Bemerkenswert sind noch vulkanische Ausbrüche auf der Grenze zwischen oberen Cerithien- und unteren Hydrobienschichten. Hier finden sich im Norden des Frankfurter Stadtgebietes vulkanische Aschen, Lapilli und ein Doleritstrom. Auf derselben Grenzzone treten noch echte Asphaltmergel und -Kalke auf.

Nach Absatz der Cerithienschichten erfolgte zwar abermals eine Senkung, denn die Corbiculaschichten greifen nach Norden weit über die Cerithiensande über, ohne allerdings von neuem eine Verbindung

mit dem offenen Meer herzustellen; denn die marinen Elemente sind in den unteren Hydrobienschichten nur noch auf drei Formen beschränkt (*Littorina tumida* Bttg., *Ecphora costata* Bttg. und *Modiola angusta* Al. Br.).

Will man das Alter der Cerithienschichten ermitteln, so muß man von einer gesicherten, in Nord- wie in Süddeutschland auftretenden Basis ausgehen, das ist der Septarienton. Über diesem folgen in Norddeutschland die Stettiner Sande, eine Bildung, die einwandfrei noch dem Mitteloligocän angehört. Äquivalente stellen die sandigen Einlagerungen in dem Unteren Cyrenenmergel dar, wie aus der Fauna ohne weiteres folgt. Infolge von tektonischen Bewegungen wird der Unterschied in der faunistischen und petrographischen Entwicklung schärfer, beide Gebiete lassen sich von nun an nicht unmittelbar in Beziehung bringen. Aber, wie schon angedeutet, ist ein oberoligocäner Einschlag zur Zeit der hangenden Cyrenenstufe unverkennbar. Nun steht das Meer des Mainzer Beckens — von einer kurzen Unterbrechung abgesehen — im Norden mit der Gegend von Kassel in Verbindung, und nichts weist darauf hin, daß dieser Zusammenhang in den Cerithienschichten aufgehoben ist; im Gegenteil: da die Cerithienstufe im Rheintal nach Süden zu eine Grenze hat, — sie ist, wie erwähnt, südlich der Linie Karlsruhe-Weißenburg nicht mehr vorhanden — und da die tieferen Partien des Cerithienkalkes durchaus marinen Charakter tragen, muß noch eine kurz andauernde Verbindung mit dem nordischen Meer vorhanden gewesen sein, und dieses Meer kann natürlich nur das des Oberoligocäns gewesen sein. Daher ist es unverständlich, wenn man dem gesamten Komplex der Cerithienzone ein miocänes Alters zuweisen will und von einem untermiocänen Meer redet, wie u. a. Mordziol (710) das tut. Denn ringsumher sind marine Absätze aus dieser Zeit völlig unbekannt, ein derartiges Meer würde nach keiner Richtung hin einen Anschluß haben und völlig für sich isoliert bestehen. Selbstverständlich aber ist es durchaus möglich, daß der obere Teil der Cerithienschichten sich in einer Zeit bildete, in der sich in Norddeutschland das oberoligocäne Meer bereits zurückgezogen hatte, aber zu beweisen ist diese Annahme einstweilen nicht.

Danach würden sich etwa folgende Altersbeziehungen als möglich herausstellen:

Untermiocän:	Obere Cerithienschichten,
Oberoligocän:	Untere Cerithienschichten, Oberer Cyrenenmergel,
Mitteloligocän:	Unterer Cyrenenmergel mit sandigen Einlagerungen (Oberer Meeressand, Schleichsand z. T., Chenopus-Schichten, Elsheimer Sand), Septarienton, Unterer Meeressand.

Den Corbiculaschichten im Mainzer Becken entsprechen nach Deecke die Corbiculakalke bei Bruchsal und die Rinne mit unter-

Gliederung des Tertiärs nach Wenz:

Stufen	Mainzer Becken	Wetterau (Frankfurt-Hanauer Becken)	Vogelsberg u. Kasseler Senke	Rhön
Jungpliocän	Postbasaltische Sande und Tone (mit Braunkohlen)	Postbasaltische Sande und Tone (mit Braunkohlen)	Postbasaltische Sande und Tone (mit Braunkohlen) (Hungener Senke)	Sand mit *Tetrabelodon arvernense* von Fulda u. Ostheim v. d. R.
Pontische Stufe	Dinotheriensande in Rheinhessen Bad Weilbach	Jüngste Trappdecke Congeriensande u. Tone bzw. Braunkohlentone u. Prosothenienschicht.	Wechsel von Basalt u. Trapp mit ihren Tuffen In der Gießener Gegend 4. Trapp 3. Basalt 2. Trapp 1. Basalt Süßwasserschichten (Hornsteine) von Climbach-Treis a. d. Lumda in Tuffen d. ersten Phase; bzw. Sande und Gerölle	Ende der eruptiven Tätigkeit Braunkohlentone mit *Stratiotes kaltennordheimensis*
Sarmatische Stufe	Denudationsperiode	Schichten mit *Melania escheri* und *Melanopsis narzolina*		Schichten mit *Melania escheri*
Tortonische Stufe		Landschneckenmergel und Algenkalke		Beginn der eruptiven Tätigkeit
Helvetische Stufe		Denudationsperiode	? Vorbasaltische Sande	?
Burdigal. Stufe			Braunkohlentone von Elm mit *Brachyodus onoideus*	
Aquitanische Stufe	Hydrobienschichten, Corbiculaschichten	Hydrobienschichten, Corbiculaschichten und Blättersandstein von Münzenberg	? Vorbasaltische Sande, Corbiculaschichten	Braunkohlentone von Theobaldshof (und Kaltennordheim) z. T.
	Cerithienschichten	Cerithiensand von Karben, Cerithienkalk und Mergel		
O. Stampische (= Chattische) Stufe	Landschneckenkalk von Hochheim-Flörsheim u. Süßwassermergel in Rheinhessen	? Sande u. Gerölle Konglomerate von Vilbel usw. Ob. Glimmersande mit *Ericia antiqua*	Kasseler Meeressande Cyrenenmergel	Braunkohlentone vom Lettengraben mit *Strophostoma tricarinatum*
	Cyrenenmergel (mit Braunkohlen)	Cyrenenmergel (mit Braunkohlen)		
U. Stampische (= Rupel-) Stufe	Schleichsand (= Ob. Meeressand)	Schleichsand	Schleichsande, im Norden übergehend i. hessisch. Melanienton, Grünsande	Melanienton und Braunkohlenbildungen v. Sieblos
	Rupelton und Meeressand	Rupelton und Meeressand	Rupelton (Eckardtroth, Alsfeld, Ziegenhain, Umg. v. Kassel)	

miocänen Süßwasserseen bei Basel, beide nach ihm nicht wie bei Mainz-Frankfurt durch Hebungen bedingt, sondern ein Ausfluß der alpinen Auffaltung.

Mit den Corbiculaschichten schreitet die Aussüßung rasch vorwärts, um von da auch weiterhin Geltung zu behalten, und es scheint ein Brackwasserarm vorübergehend bis ins Lahntal hineingereicht zu haben, wie das Vorkommen von *Potamides plicatus pustulatus* in Basalttuffen von Breitscheid zeigt (581a). Aus dem gesamten Miocän und Pliocän sind Meeresablagerungen im Mainzer Becken und weitester Umgebung nicht mehr bekannt geworden, das Meer hat sich endgültig nach Norden und Süden zurückgezogen. Aber damit ist gleichzeitig der Boden durchaus nicht zur Ruhe gekommen, eine Fülle der verschiedenartigsten fossilreichen, fluviatilen, limnischen und Süßwasserablagerungen ist im Mainzer Becken in der Wetterau, am Vogelsberg und in der Rhön entwickelt, die stets durch tektonische Bewegungen bedingt sind.

Trotz gründlicher Durcharbeitung des Mainzer Beckens durch Sandberger und zahlreiche andere namhafte Forscher ist es noch in neuester Zeit gelungen, die Anzahl der Horizonte vor allem im jüngsten Tertiär zu vermehren; das ist im wesentlichen der unermüdlichen Arbeit von Wenz zu verdanken. Hinsichtlich der reichen Gliederung sei auf die hier angeführte Tabelle in der Arbeit von ihm verwiesen: Das jüngere Tertiär des Mainzer Beckens und seiner Nachbargebiete[1]; ein erschöpfendes Literaturverzeichnis ist in dem unter 581a mitgeteilten Werk desselben Verfassers enthalten.

Die ungewöhnlich verwickelte Tektonik kann im Rahmen dieser Arbeit nicht behandelt werden. Folgt man Bucher (631), so lassen sich in der Pfalz eine ganze Reihe von Störungen unterscheiden, nämlich

vor — mitteloligocäne,
mitteloligocäne,
nach — mitteloligocäne — vormiocäne,
nach — miocäne.

Dazu ist jedoch zu bemerken, daß hier heterogene Dinge in Parallele gestellt sind. Die erste Art von Störungen betrifft echte Verwerfungen, die drei letzten epirogenetische Bodenbewegungen.

Miocän

(Lyell 1832).

Seit Beginn des Miocäns sind mindestens gegen 6 Millionen Jahre verflossen.

[1]) Notizbl. V. f. Erdk. und der Großhzl. Geol. Landesanst. Darmstadt. V. Folge, Heft II, 1916, S. 70 u. 71.

Marines Untermiocän.

Infolge einer flächenhaften, weit ausgedehnten Landhebung wird der Boden fast in ganz Deutschland trocken gelegt, das Meer beschränkt sich auf Schleswig-Holstein und einige südlich sich anschließende Gebietsteile. Neben diesen weitspannenden ansteigenden Bodenschwellen laufen aber gleichzeitig unzählige kleinere Kräuselungen der Erdrinde, in deren Senken sich vorzüglich in Norddeutschland zahllose Braunkohlenlager mit den sie begleitenden Sanden usw. bildeten. Jedoch konnte Gripp (786) zeigen, daß noch im Liegenden der untermiocänen Braunkohlensande marine miocäne Tone, Quarzsande und Kalksandsteine folgen, nämlich bei Viborg in Dänemark, bei Lübeck, Wismar, Bleckede und Hamburg (Bergedorf).

An Formen, die auf diesen Horizont beschränkt zu sein scheinen, seien genannt:

Nassa italica Mayer
» *Meyni* Beyr.
Fusus Gürichi Gripp
Fusus pereger Beyr.
Hyalaea perovalis v. K.
Cleodora deflexa v. K.

Häufig sind nach Gripp auch *Triton enodis* Beyr. sp. und *Rapana (Ecphora) Wiechmanni* v. K. sp., die zwar schon im Oberoligocän auftreten, aber nicht über das Untermiocän hinausgehen.

Vom paläontologischen Standpunkt ist indessen zu bemerken, daß nach Wedekind[1]) die Gattung *Fusus* im nordeuropäischen Miocän nicht mehr vorhanden ist, sie gehört zu anderen Gattungen (*Fusus sexcostatus* Beyr. z. B. zu *Streptochetus*). Jener neuerdings von Koch u. Gripp (793) als Vierländer Stufe bezeichnete Horizont besitzt eine Mächtigkeit von 14—60 m.

Marines Untermiocän tritt nach Koert (800) auch in der bekannten Gasbohrung von Neuengamme bei Hamburg auf. Es waren das etwas tonige, kalkfreie Glimmersande, die lieferten: *Nassa Schlotheimi* Beyr., *Tornatella pinguis?* d'Orb., *Leda pygmaea* v. Münst., *Pyramidella*, *Bulla*, *Natica*, *Lucina*, *Axinus*, *Nucula*. Sehr ähnlich war die miocäne Fauna von Rosenthal bei Lauenburg, die nur wenige Meter über das durch seine Fossilien gut charakterisierte Oberoligocän auftrat. Koert (799) bestimmte u. a. *Ficula simplex* Beyr., *Pleurotoma ramosa* Bast., *Sigaretus clathratus* Récl., *Aporrhais speciosa* v. Schl. sp., ferner *Bulla*, *Natica*, *Lucina* und *Axinus*. Auch hier machen sich ähnlich wie bei den oben angegebenen Orten Meeresoszillationen bemerkbar, indem marines Untermiocän unter einer recht mächtigen Folge von limnischen Quarzsanden, Glimmersanden und Glimmertonen auftritt. Es dürfte sich also um eine in Nordhannover und Schleswig-Holstein weitverbreitete Erscheinung handeln.

Bei Lübeck sind die Verhältnisse nicht ganz klar, vermutlich liegt hier nach Gagel[2]) das ganze Untermiocän in mariner Facies vor.

---

[1]) R. Wedekind, Über die Grundlagen und Methoden der Biostratigraphie. Berlin 1916. S. 50, 51.

[2]) Erl. z. Geol. Karte v. Preußen. Lf. 200. Bl. Lübeck. Berlin 1914. S. 11.

Geschiebe dieses Alters sind bei Sonderburg und Itzehoe-Ochsenkamp zutage gekommen (verschleppte Schollen von Sanden und Tonen), länger bekannt sind solche unter dem Namen Holsteiner Gestein. Es sind das durch kohlensauren Kalk zu festen Kalksandsteinen verkittete fossilreiche Sande, die z. B. vom Brothener Ufer nach Gottsche (783) 58 Arten lieferten. Das wahre Alter war bis vor kurzem unbekannt, erst Gripp (786) zeigte, daß es sich dabei um zwei verschiedene stratigraphische Horizonte handelt, nämlich um das eben erwähnte Untermiocän, sodann aber auch um marines Mittelmiocän, das limnisches Untermiocän überlagert. Beide Faunen unterscheiden sich ziemlich deutlich, die ältere ist durch einen Reichtum an nordischen oligocänen Arten ausgezeichnet, die jüngere durch viele südliche Beimengungen. Geschiebe des letzteren, also mittelmiocänen Typus, sind recht weit verbreitet, Gripp führt folgende Örtlichkeiten an: Sylt, Föhr, Bahrenfeld, Hinschenfelde und Steinbeck bei Hamburg, Kronsmoor bei Itzehoe, Burg i. D., Hemmoor, Geesthacht, Zarrentin, Melbeck, Langendorf, Tesperhude und Xanten. Weitere Geschiebe vom Holsteiner Gestein sind in dem Nachtrag zu der Arbeit von Gottsche (860) aufgezählt.

Im Gebiet des nördlichen Alpenvorlandes hatte die bisherige Darstellung ergeben, daß auf eine ältere — mitteloligocäne — Meeresmolasse eine brackische Stufe von oberoligocänem Alter folgt. Zu Beginn des Miocäns vertieft sich aber der Boden wieder, es wird eine Verbindung mit dem Wiener Becken hergestellt, so daß die während des Untermiocäns abgelagerten Sedimente großenteils eine ausgesprochen marine Fauna beherbergen. Die Verbreitung dieser oberen Meeresmolasse lehnt sich nach Gümbel (829) z. T. eng an die brackische Molasse des Alpenvorlandes an, das ist die subalpine Facies, im Gegensatz zu der subjurassischen und subbojischen Facies.

a) Subalpine Facies.

Sie zieht sich längs des Alpenrandes hin und überlagert gleichförmig die oberoligocänen Cyrenenschichten. An ihrem Aufbau beteiligen sich vor allem grobe, vorwiegend graue oder durch Glaukonit grünliche Sandsteine mit teils abgerollten, teils scharfkantigen Bruchstücken älterer Gesteine, so daß oft grobe Konglomeratbänke entstehen als typische Randbildungen bewegter Meere. Die Schichten beginnen am östlichen Bodensee bei Bregenz und ziehen sich von da über Weiler, Kempten, Stötten am Auerberg fort und tauchen auch noch am Nordrand des Neuburger Waldes bei Passau auf. Gewisse Lagen der glaukonitischen Sandsteine sind reich an Fossilien (»Muschelsandstein«). Ihnen eingeschaltet sind vom Bodensee bis zum Auerberg Süßwasserschichten mit Pechkohle, die sog. Pfänderschichten.

b) Subjurassische Facies.

An dem den Alpen gegenüber liegenden Festlandsrand ist die petrographische Entwicklung recht wechselvoll, indem marine Sande, Konglomerat- und Trümmerbildungen mit Kalkabsätzen wechsellagern, die eine Land- und Süßwasserschneckenfauna einschließen. Ihre Hauptverbreitung finden diese Schichten in der Zone Baltringen-Ulm-Zörchingen-Dischingen-Donauwörth, und es ist auffallend, daß sie bei dem zuletzt genannten Ort plötzlich abbrechen. Sie scheinen sich auf einen schmalen Saum des angrenzenden Juragebirges zu beschränken, so daß sie wohl einer Meeresrinne ihre Entstehung verdanken. An mehreren Orten beobachtet man, daß der Meeressand unmittelbar den Landschneckenkalk überlagert, dessen Oberfläche von Bohrmuscheln zerfressen ist, ein Zeichen der früheren Strandbildung.

c) Subbojische Facies.

Im subbojischen Gebiet bedecken altmiocäne Ablagerungen kleine Becken und Unebenheiten im Urgebirge oder zerstreute Juraablagerungen, und es herrschen grobkörnige, sandige, glaukonitische Trümmergesteine vor gegenüber sandig-mergeligen Sedimenten. Die Verbreitung dieser Stufe ist auf die Zone zwischen Vilshofen und Linz beschränkt.

Die Fauna, die eine große Verwandtschaft mit der des Rhone-, Horner- und Wiener Beckens verrät, ist recht reich, es sind wohl gegen 1000 Arten aus dieser Stufe bekannt. Die wichtigsten Meeresbewohner sind die folgenden:

Ostrea crassissima Lam. (bis 0,60 m lang)
» *digitalina* Dub.
» *Giengensis* v. Schl. sp.
» *caudata* v. Münst.
Pecten burdigalensis Lam.
» *scabrellus* Lam.
» *opercularis* L.
» *Malvinae* Dub.
» *solarium* Lam.
Pectunculus pilosus L.
Arca diluvii L.
» *turonica* Duj.
Corbula gibba Olivi
Tapes helvetica Mayer
Lucina Dujardini Desh.
Leda nitida Brocc.
Pholas anatina Bast.
Cardium multicostatum Brocc.
» *edule* L.
Cardita Jouanetti Bast.
Terebratula grandis Blumb.
Turritella Riepeli Hoern.
» *cathedralis* Brong.
» *turris* Bast.
Trochus patulus Brocc.
Ficula clava Bast.
Buccinum caronis Brong.
Pleurotoma Schreibersi Hoern.

Dazu kommen noch viele Bryozoen, *Balanus*-Arten und Fischzähne. Die Ablagerungen selbst gehören alle drei wohl zum Untermiocän. Dasselbe gilt für die westliche Fortsetzung nach der Schweiz. Hier zeigen sich Absätze dieses Alters als Burdigalien in Form einer marinen Transgression, zu denen der Muschelsandstein mit der Plattenmolasse gehört, aber auch in ungeheurer Mächtigkeit die Kalknagelfluh (Rigi, Speer usw.). Die Muschelsandsteine führen in erheblicher Anzahl *Cardium commune*, *Tapes helvetica* und *Mactra triangula* sowie Haifischzähne und eingeschwemmte Landsäugetierreste. Weitere wich-

tige Formen sind *Pecten praescabriusculus* Font. (=*scabrellus* Mayer), *P. palmatus* Lam., *P. subbenedictus* Font., *Scutella helvetica* May., *Cidaris avernionensis* Desm. Sie weisen auf eine Verbindung des Rhonebeckens mit den österreichischen Schichten von Eggenburg hin, sind aber in rein mariner Entwicklung nach Dietrich u. Kautsky (216) auf das Burdigal beschränkt. Das dazwischen liegende Gebiet — im wesentlichen die sog. jüngere Molasse Schwabens — ist einer erneuten Nachprüfung durch die beiden eben genannten Autoren unterzogen. Um zunächst die stratigraphischen Verhältnisse zu erörtern, so liegt hier nach Engel zu unterst die Juranagelfluh (Austernnagelfluh), die meist aus jurassischen Kalkgeröllen (Malm ε und ζ) mit *Ostrea Giengensis* v. Schl. besteht. Hierher gehören auch die sog. Citharellenschichten (*Melanopsis citharella* Mer.) des Bodensees, auf dem Randen usw. Auf die Juranagelfluh folgen Kalkbänke und Sandschichten mit Austern, *Turritella*, Haifischzähnen usw. (Erminger Turritellenplatte). Die nächste Stufe, die Bryozoenschichten, setzt sich aus mächtigen Sand- und Schiefermergelbildungen zusammen mit ganzen Bänken von Bryozoen, *Terebratula grandis*, *Corbula gibba*, Echiniden usw. Sie werden überlagert von dem Muschelsandstein[1]) von Baltringen usw. mit *Ostrea crassissima* Lam., Haifisch- und Rochenzähnen, auch Resten von Landsäugetieren und Amphibien; hierher gehört auch der Grimmelfinger Graupensand. Die Phoh- und Gesimssande, nach oben mit gelblich-grünen, zarten Mergeln und rauhen, kalkigen Mergelbänken, bilden in Württemberg die hangendste Stufe des marinen Mittelmiocäns, doch folgen in der Schweiz noch die marinen St. Galler Schichten als jüngster mariner Horizont.

Die Mächtigkeit der Meeresmolasse schwankt außerordentlich. Sie nimmt im allgemeinen nach dem Innern der Mulde und auch nach Süden stetig zu. So beträgt sie bei Beimerstetten 1 m, bei Jungingen 2 m, Ermingen 6 m, Grimmelfingen 14 m, Baltringen 95 m, Röhrwangen bei Biberach 90 m, südlich der Donau bis 100 m, an der Martinsbruck bei St. Gallen 700 m.

Im Hegau lagert das Miocän auf oberstem Malm.

Die Fossilien können hier im einzelnen aus Mangel an Raum nicht wiedergegeben werden, es muß hier auf das oben erwähnte Werk von Engel (819) verwiesen werden, der auf S. 520—526 eine sorgfältige Zusammenstellung aller bisher beobachteten Formen gibt.

Die Entwicklung des marinen Miocäns gibt sich stellenweise deutlich als eine Transgression zu erkennen, so z. B. im Bereich der Schwäbischen Alb, wo ganze Austernlagen im zerfressenen Hattinger Oolith sitzen, und am Lindenbühl bei Zollhaus-Blumberg, wo Turritellenkalk über Impressatone übergreifen.

In der Schweiz süßt sich das Meer um diese Zeit strichweise wieder aus. Von marinen Resten gelten als besonders wichtige Leitfossilien *Cardita Jouanetti* Bast. und *Arca turonica* Duj., ferner sind

[1]) Ein anderer Muschelsandstein (der sog. Seelaffe) tritt an der Basis des marinen Tertiärs auf.

weit verbreitet *Ostrea crassissima* Lam., *Cerithium lignitarum* Eichw., *Melanopsis citharella* Mer., *Columbella curta* Duj., *Nerita Laffoni* Mer., *Pecten palmatus* Lam., *P. scabriusculus* Math., *P. scabrellus* Lam.

Nach Norden transgrediert das Vindobonmeer über das Burdigalmeer.

Auf die marine Molasse folgt in Schwaben usw. die brackische Molasse mit *Dreyssensia* und *Cardium*; das Meer süßt sich ganz allmählich aus, und die nächste Stufe, das Obermiocän, ist als oberer Süßwasserkalk oder Sylvanakalk (*Helix sylvana* Kl.) entwickelt.

Neuere Untersuchungen von Schalch, vor allem im Bereich der Meßtischblätter Blumberg und Wiechs-Schaffhausen, haben indessen eine etwas abweichende Lagerung und Schichtenfolge ergeben. Hiernach ruhen auf Malm β die Strandbildungen der Citharellenkalke, die Gerölle von Jura und Trias enthalten. Sie werden überlagert von Sandkalken mit *Pecten Hermannseni* Dkr., die sich durch reichliche Führung von Quarzsanden und stets vorhandenem Glaukonitgehalt auszeichnen (bis 6 m mächtig). Darüber folgen rote Mergel (Helicitenmergel) und Süßwasserkalke, die von der Juranagelfluh — hiernach also der jüngsten Bildung — überdeckt werden. In diesem Konglomerat sind Trias- und Jura-Gerölle vorherrschend, krystalline Geschiebe recht selten und auf wenige Punkte beschränkt. Hinsichtlich der Herkunft weisen sie z. T. auf Aargauer und Baseler oder Solothurner Jura hin, z. T. (Buntsandstein und Grundgebirge) auf den Schwarzwald; alpines Material fehlt vollkommen.

Auch nach Lutzeier (836a) liegt die Juranagelfluh als Decke über der Meeresmolasse. Er gliedert folgendermaßen:

1. Zone der Juranagelfluh,
2. Die Klifflinie Temmenhausen-Heldenfingen,
3. Die marinen Uferbildungen zwischen Kliff- und Donaubruchlinie,
4. Die Zone der Grimmelfinger Sande.

Eine petrographisch kaum vergleichbare Ausbildung zeigt der Reyath bei Büttenhardt sowie Teile des Randen. Die Beziehungen beider Ausbildungsformen gehen aus der folgenden Tabelle hervor:

Subjurassische Randzone	Reyath-Tertiär
Juranagelfluh	Obere Süßwassermolasse (bei Büttenhardt Juranagelfluh)
Helicitenmergel und rote Süßwasserkalke	Brackische Schichten (Mergel- und Kalksandsteine mit *Dreyssensia clavaeformis* und *Cardium sociale*)
Citharellenkalke und Sandkalke mit *Pecten Hermannseni*	Meeressande mit alpinen Geröllen, Austern und Fischzähnen.

Die vorhin angeschnittenen Untersuchungen von Dietrich u. Kautsky (816) gipfeln darin, daß nunmehr aus faunistischen Gründen die gesamte (obere) Meeresmolasse in das Burdigal zu stellen

ist; die Verbindung zwischen Rhone- und Wiener-Becken wurde durch die Alpenauffaltung schon am Schluß des Burdigals unterbrochen. Es ergibt sich dann für den Südrand der Alb folgende Gliederung:

Pliocän	Pontische Stufe	Kieselschotter der Überdonau
Miocän	Sarmatisch und Vindobonisch	Sylvana-Schichten
	Älteres Vindobon (Grunder Schichten)	Brackische Molasse
	Burdigal	Meeresmolasse
Ober-oligocän	Oberes / Mittleres Aquitan . . .	Omphalosagda-Schichten
	Unteres Aquitan	Ramondi-Schichten.

Noch ein drittes, petrographisch wiederum abweichend entwickeltes Gebiet ist in Deutschland bekannt geworden, in dem marines Untermiocän auftritt, nämlich Oberschlesien. Hier greifen, von Österreich herkommend, marine Tegel auf kurze Erstreckung in das Land hinein, deren Bekanntgabe R. Michael (801—803) zu verdanken ist. Dabei handelt es sich ausschließlich um Tiefbohrungen, in denen diese Schichten erschlossen sind, und zwar kommt in Frage vor allem die Gegend von Sohrau, Pallowitz, Zawada, Gleiwitz usw. (s. Taf. 8). Der Gesteinsbeschaffenheit nach walten schiefrige Tegel vor, d. h. ein in der Regel hellfarbig ausgebildetes, grünlichgraues, zähes, kalkiges, z. T. auch bituminöses Tongestein, das Kalksteinknollen enthalten kann und örtlich eine schwache Landschnecken führende Schicht einschließt. An marinen Fossilien fanden sich u. a. Ostracoden sowie *Meletta*-Schuppen, die sich nicht auf die oligocäne *Meletta crenata* beziehen lassen. Die Mächtigkeit dieser Schichten schwankt zwischen 75 und 175 m; das Liegende besteht meist aus Sandsteinen des sog. Subbeskidischen Alttertiärs (s. S. 81): die Grenze gegen diese wohl oligocäne Bildung ist scharf, sie wird durch Kalksandsteine mit Geröllen und typischer Strandfauna gebildet. Das Hangende setzt sich aus gips- und steinsalzführendem marinen Mittelmiocän (s. S. 104) zusammen. Die Tiefe, in der das marine Untermiocän angebohrt wurde, bewegt sich etwa zwischen 150 und 350 m. Das gesamte Tertiär liegt diskordant auf produktivem Carbon, nur bei der Bohrung Zawada schieben sich zwischen Carbon und Oligocän 28 m Rötkalke mit *Myophoria costata* ein.

Nachzutragen ist noch, daß in der Bohrung Lorenzdorf das Liegende des Tertiärs von hellgelben tonigen Mergeln des Senons gebildet wird, die bei 490 m unter Tage angebohrt wurden. Die marinen Tegel (Mittel- und Untermiocän) reichen hier von 200—490 m; marines Oligocän fehlt.

Inwiefern diese Tegel der I. und II. Mediterranstufe des Wiener Beckens entsprechen, ist im einzelnen noch nicht ganz sicher.

Marines Mittelmiocän.

Die Regression des Meeres zur Untermiocänzeit hielt nur kurze Zeit an, sinkende Räume gestatteten alsbald ein erneutes Vordringen des Meeres, das Nordhannover, Teile von Mecklenburg, Westfalen usw. in breiter Zone überflutete. Absätze aus dieser Zeit haben zum großen Teil vorwiegend sandigen Charakter, im Gegensatz zu der nächst höheren Stufe, bei der Tone vorwalten.

Die Mächtigkeit des Mittelmiocäns ist z. T. ziemlich erheblich, sie beträgt bei Varde (Jütland) 90 m, in der Tiefbohrung von Wöhrden gegen 100 m, bei Bergedorf dagegen nur 10—30 m. Bei Bremen (Tiefbohrung Oerdeckenbrück) machte sie zwar auch nur gegen 15 m aus, die Grünsande und grauen tonigen Sande mit Glaukonit waren aber recht fossilreich. Noch ergiebiger an Resten war das Mittelmiocän der Bohrung Veen in der Gegend von Xanten; in der Arbeit von Wunstorf u. Fliegel (907) werden 92 Arten angeführt, wozu noch kleine Korallen, Krebsscheren, Fischzähne und Otolithen kommen. Bemerkenswert ist hier die petrographische Ausbildung dieser Schichten, die nicht aus reinem Sand, sondern aus Glimmerton bestehen, d. h. einem schwärzlichen, stark tonigen, glimmerreichen Sand. Mehr als doppelt so reich als Veen ist die Fossilliste, die v. Dechen (853) von Dingden, Bocholt, Giffel bei Winterswyk und Rekken bei Eibergen bekannt gibt, kurz, es hat während dieser Zeit ein reiches Leben im Meer geherrscht. Die fossilreichen Schichten von Borth, die Landgraeber (885) aus dem Hangenden des marinen Oberoligocäns anführt, könnten auch wohl hierher gehören.

Von den Formen gehen viele ins Oberoligocän herab, viele sterben aber auch im Mittelmiocän aus, während andere in noch jüngere Horizonte hinaufsteigen, ja z. T. noch heute lebend beobachtet werden.

Von Arten, die für norddeutsches Mittelmiocän bezeichnend sind, seien nach Kautsky (872) angeführt:

Pecten Brummelii Nyst
Arca latesulcata Nyst
Bathyarca pectunculoides Sacch.,
var. *minutissima* Kautsky
Limopsis lamellata Lehm.
Nucula Haesendoncki Nyst
Cardium hanseatum Kautsky
» *Dingdense* Lehm.
Chione multilamella Lk.
Capulus hungaricus L.
» var. *hanseata* Kautsky
Solarium simplex Bronn.
» *obtusum* Bronn
Natica Koeneni Sacc.
Alvania Partschi Hoern.
Pyrgulina pygmaea Grat.
Turbonilla undulata v. K.
Turritella triplicata Brocch.
Cypraea amygdalum Brocch.
Cassidea miolaevigata Sacc.
Tritonium tarbellinanum Grat.
Murex inornatus Beyr.
» *spinicosta* Bronn
» *Delbosianus* Grat.
Muricantha aquitanica Grat.
Anachis corrugata Bell.
var. *pulchella* Nyst
Atilia nassoides Grat.
Latrunculus Brugadinus Grat.
Nassa tenuistriata Beyr.
Fusus vaginatus Jan.
Exilia contigua Beyr.
Mitra orientalis Oppenh.
Turricula cimbrica Oppenh.
Bivetia cancellata Lk.
Sveltia calcarata Brocch.

Sveltia lyrata Brocch.
Trigonostoma aperta Beyr.
» *spinifera* Grat.
Conus Dujardini Desh.
» *Austriaconoe* Sacc.
Clavatula boreointerrupta Kautsky
Pleurotoma vermicularis Grat.
» *Zimmermanni* Phil.
Bela mailreja Semp.
Borsonia uniplicata Nyst
Aslhenotoma pannoides v. K.
» *debilis* Beyr.
Mangilia miorugulosa Kautsky
» *reticulata* Ren.
Daphnella hispidula Jan.
» *textilis* Brocch.
Peratotoma Hosiusi v. K.
Spirialis miorostralis Kautsky.

Stellenweise sind in Mecklenburg die fossilführenden Sandschichten des Mittelmiocäns auch zu festen Sandsteinen verkittet. So besteht der Bokuper Sandstein, der nur eine Mächtigkeit von 1—3 m besitzt, aus einem im wesentlichen durch Kalkspat verkitteten Glimmersand, aus dem Oehmke (892) 97 Arten anführt.

Daß ein Teil des Holsteiner Gesteins zum Untermiocän gehört, ist bereits oben (S. 95) hervorgehoben, ebenso sind dort auch einige Geschiebe mittelmiocänen Alters angeführt.

Von ähnlicher Beschaffenheit ist das sog. Reinbeker Gestein, u. a. mit dem auf Mittelmiocän beschränkten *Fusus festivus* Beyr.; die feinen Quarzkörnchen sind durch ein kalkiges Bindemittel verbunden. Dieses besteht aus feinzerriebenen, größtenteils umkrystallisierten organischen Resten, wodurch das Gestein z. T. ein auffallend weißes Aussehen erhält. Verwittert sind diese Gesteine ziemlich mürbe, im unverwitterten Zustand aber sehr fest und zähe. Glaukonit ist meistens vorhanden, kann aber auch fehlen. Auffallend sind auch kleine bis apfelgroße Konkretionen von Phosphorit, die im Gestein entstanden sind und sich demnach auf primärer Lagerstätte befinden. Gagel (855) beschrieb aus Geschieben von Zarrentin in Mecklenburg eine Anzahl neuer Spatangiden; die Häufigkeit des Gesteins beweist, daß das Anstehende nicht weit entfernt sein kann und vermutlich auf dem Boden des unmittelbar benachbarten Schaalsees zu suchen ist. Ein ähnliches Stück gab Koert (883) von Tesperhude (Elbe) bekannt mit *Murex inornatus* Beyr., *Ficula simplex* Beyr., *Fusus abruptus* Beyr., *F. sexcostatus* Beyr., *Cassis bicoronata* Beyr., *Conus Dujardini* Desh., *Voluta Bolli* Koch. Geschiebe mit *Pleurotoma incerta* Bell und *rotata* Brocc. führt Martin (887) von Dinklage südlich Oldenburg an.

Eine umfassende, vorwiegend paläontologische Arbeit von hoher Bedeutung stammt aus der Feder von Kautsky (872). Sie behandelt die Ablagerungen des Miocäns von Hemmoor und Basbek Osten, die zwar nur als Schollen im Diluvium, z. T. auch in den dort erschlossenen Londonton eingepreßt erscheinen, deren Anstehendes sich aber in unmittelbarer Nähe befunden haben muß.

Das Miocän besteht aus dreierlei verschiedenen Gesteinen, aus braunen Kalksandsteinblöcken (= Seichtwasserzone), tonigem Sand (= Laminarien- und oberer Teil der corallinen Zone) und grauen Kalksandsteinblöcken oder Vaginellen-Kalksandstein (= tieferer Teil der corallinen Zone).

Die Durcharbeitung der 311 beschriebenen Arten ergab, daß die Formen von Hemmoor und Basbek Osten etwa gleichaltrig der von Dingden und Reinbek sind, sicher aber der II. Mediterranstufe entsprechen. Interessant ist, daß beide Örtlichkeiten noch 24 Arten (= 8%) mit dem Mitteloligocän gemeinsam haben.

Stratigraphisch läßt sich folgende Gliederung durchführen. Es entsprechen

die Ablagerungen von Hemmoor und
Basbek Osten . . . . dem Helvet,
die fossilleeren Braunkohlensande . . den Grunder Schichten,
das marine Altmiocän . . . . dem Burdigal.

Nach den Untersuchungen von Kautsky (872) sowie Koch u. Gripp (873) kann man ferner das norddeutsche Mittelmiocän vielleicht in zwei Stufen gliedern, in eine jüngere (8—25 m), an südlichen Formen ärmere, mit *Aquilofusus festivus:* Dingden, Reinbek, Winterswyk, Edeghem, und in eine ältere (27 m), an südlichen Arten reichere mit *Cardium turonicum* Mayer, das von Kautsky als *C. hanseatum* von den südlichen *C. turonicum* abgetrennt wird: Hemmoor, Basbek Osten, Kronsmoor bei Itzehoe, Peelbezirk; sie werden durch Braunkohlensande (etwa 70 m) getrennt.

Außerordentlich wichtig ist die Feststellung, daß im norddeutschen Miocän plötzlich eine ganze Anzahl von Arten — Kautsky führt 34 an — erscheint, die aus dem Burdigal Frankreichs bekannt sind, dem norddeutschen Untermiocän aber durchaus fehlen. Umgekehrt taucht eine ganze Reihe von Formen — 29 — des norddeutschen Untermiocäns im Helvet und Torton Westfrankreichs auf. Diese Verhältnisse erklären sich durch den Mangel einer unmittelbaren Meeresverbindung zwischen dem Nordseebecken und Westfrankreich während des Untermiocäns (Burdigal), die erst durch die helvetische Transgression durch den Pas de Calais entstand. Dafür spricht ja auch das Auftreten abgerollter miocäner Fossilien im Crag von Norfolk und Suffolk. Diese unmittelbare Meeresverbindung wurde aber im Obermiocän, vielleicht schon im Oberen Mittelmiocän (Dingdener Stufe), endgültig unterbrochen.

Da Hemmoor mit dem Wiener Becken (II. Mediterranstufe) 144 Arten gemeinsam hat, ist Kautsky der Ansicht, daß damals eine heute nicht mehr nachweisbare Meeresstraße über Schlesien oder Polen bestanden habe. Da richtet sich der Blick unwillkürlich auf die rätselhafte, weil durchaus ungenügend bekannte Fauna von Xions in Posen, bei der, wie weiter unten (S. 105) ausgeführt ist, der Verdacht auf ein mediterranes Alter besteht. Das ist ein Punkt, der bei späteren Forschungen sicher erhöhter Aufmerksamkeit wert wäre; gegenwärtig lassen sich leider aus den kümmerlichen Resten keine stratigraphischen Schlüsse ziehen. In ähnlicher Weise meint ja auch Oppenheim, daß die engen Beziehungen des norddeutschen Oberoligocäns zu den gleichaltrigen Ablagerungen in Ungarn auf eine frühere unmittelbare Meeresverbindung hinweisen.

Das Torton ist nach Kautsky vielleicht kein selbständiger Horizont, sondern möglicherweise nur eine tiefere Pleurotomenfacies der sandigen Faluns von Salles.

Ein Vergleich von Hemmoor mit der Fauna von Maryland in Nordamerika zeigt trotz mancher bedeutenden Verschiedenheiten zahlreiche gemeinsame Züge; wichtig ist das Ergebnis, daß die Fauna von Chesapeake in einem wesentlich kühleren Klima gelebt haben muß als die von Hemmoor.

Faunistisch ist zu bemerken, daß sich nach Dietrich u. Kautsky (816) infolge der Abgeschlossenheit des Nordseebeckens der oligocäne Charakter bis tief ins Miocän verfolgen läßt, die Modernisierung der marinen Fauna war im Aquitan des größten Teils von Europa viel weiter vorgeschritten als in den gleichaltrigen oberoligocänen Ablagerungen Norddeutschlands. — Tektonisch ist das Auftreten von Zechsteingeröllen bei Langenfelde (Altona) in der Reinbeker Stufe von großer Bedeutung (865).

Dann muß noch der merkwürdigen Fauna von Ibbenbüren gedacht werden, die Wolff (905) ans Tageslicht gebracht hat.

Hier durchfuhr im Anfang des 19. Jahrhunderts ein Stollen am Schafberg eine fossilreiche Tertiärschicht, die zwischen Diluvium und Lias lag. An Arten ergaben sich:

Pecten sp.
Arca Noae L.
Pectunculus glycimeris Lam.
Chama gryphica Lam.
Astarte concentrica Gdf.
Cardita cf. *calyculata* L.
Donax sp.
Corbula carinata Duj.
Fissurella cf. *rarilamella* v. K.
Nerita aff. *Martinianae* Math.
Cerithium sp.
Aporrhais sp.
Cypraea cf. *amygdalum* Br.
Cassis?
Murex?
Uromitra aff. *avellanae* Br.
Oliva cf. *flammulata* Lam.
Pleurotoma?
Conus Dujardini Desh.

Diese Fauna weicht ganz entschieden von der eines flachen Meeres mit schlammig-sandigem Strande ab, so daß Wolff zuerst an verschleppte Wiener oder italienische Stücke dachte. Aber verschiedene Umstände sprechen doch gegen diese Auffassung, vor allem auch tektonische Gründe; letztere machen es nach Wolff wahrscheinlich, daß die Ibbenbürener Bergplatte zur Miocänzeit aus dem Meer als Insel aufragte. Es scheint hier also eine Blockstrand- oder Felsküstenfauna vorzuliegen. Wie Taf. 9 zeigt, befindet sich zudem Ibbenbüren in einer Zone, in der das damalige Meer etwa seine Grenze besessen haben mag, ohne hier die Möglichkeit einer Inselbildung zu bestreiten.

Eine ähnliche Seichtwasserfauna des Mittelmiocäns weist neuerdings Gripp (865) von dem Zechsteinaufbruch bei Lüneburg nach; sie enthielt dickschalige Bivalven, darunter *Cardita* aus der Gruppe der *calyculata*, die auch bei Langenfelde (Altona) beobachtet wurde, sowie *Turbo*-Arten. Von dem Zechsteinaufbruch des eben genannten Langenfelde erwähnt Gripp ferner an Formen des Flachwassers

Terebratulina, *Terebratula*, *Hinnites*, sowie dickschalige Bivalven (*Pectunculus*, *Venus*, *Cyprina*).

In Dänemark ist nach Kautsky (842) ein Teil der Blöcke von Esbjerg sicher gleichaltrig mit Hemmoor.

In Belgien und den Niederlanden ist marines Mittelmiocän vielfach bekannt, es liegt auf Oligocän, d. h. es fehlt marines Untermiocän, und das Mittelmiocän transgrediert auch hier. Einmal treten im nordöstlichen Bezirk Hollands fossilführende Schichten auf, die höheres Mittelmiocän repräsentieren dürften. Auf dem Peel-Horst gehören stark fossilführende grüngraue, olivgrüne bis braune, feinsandige, glimmerreiche, weiche Glaukonittone zum Mittelmiocän. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 27 und 70 m. Aus beiden Bezirken geben Molengraaff u. Waterschoot van der Gracht (888) reiche Fossillisten an. Nach Steenhuis (896) ist auf den Inseln Schouwen und Duiveland marines Mittelmiocän entwickelt, vielleicht auch gleichaltrige fluviatile Bildungen.

Ebenso tritt in Belgien marines Mittelmiocän (Bolderien) auf, während marines Untermiocän wie erwähnt fehlt.

Auch in Oberschlesien setzen sich zur Mittelmiocänzeit die marinen Bildungen ohne Lücke fort; erst im Obermiocän sind Süßwasserabsätze vorhanden, so daß das Miocän folgendermaßen entwickelt ist:

Terrestrisch . . . . Obermiocän,
Marine Tegel . . . . Mittelmiocän,
Marine Tegel . . . . Untermiocän.

Liegendes: die marinen Bildungen des Subbeskidischen Alttertiärs (Oligocän).

Der Gesteinsbeschaffenheit nach walten auch hier Tegel vor, aber es treten dazu noch ausgedehnte Lager von Gips, Steinsalz und Schwefel, die an der Grenze zum Untermiocän entwickelt sind. Die Lage und Ausdehnung des Salzvorkommens geht aus der Karte hervor, das Lager selbst besteht aus fast reinem Steinsalz (mit 91,86 bis 99,53 % NaCl). Die Mächtigkeit schwankt nach Ausweis von 21 Bohrungen zwischen 4,20 und 34,69 m, seine Oberkante befindet sich in 106,31 bis 290,00 m Tiefe; der Gipshorizont ist 10—112 m stark und greift weit über das Salzlager über. Zahlreiche Solen leiten sich von dem Salzlager her, Michael (924) führt deren 32 an, doch ist damit die wahre Anzahl noch längst nicht erschöpft. Schwefel ist auf die Gegend von Pschow und Kokoschütz beschränkt; das Lager ist in einer Tiefe von 30—50 m und in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2—5 m angetroffen worden, es besteht aus abwechselnden Lagen von Gips- und Mergelschichten mit erdigem Schwefel, auf dem zeitweise Bergbau umgegangen ist. Auch Schwefelquellen wären zu erwähnen, die bei Kokoschütz auftreten und mit dem Schwefellager in Verbindung stehen.

Die Mächtigkeit dieser mittelmiocänen Tegel einschließlich des Gips- und Salzlagers beträgt 90 bis über 300 m. Im Weichselgebiet ist im südlichen Teil von Oberschlesien das gesamte marine Miocän mitsamt dem Oligocän 800—1000 m stark.

Stratigraphisch ist wichtig, daß sich der Salz- und Schwefelhorizont weit hinein nach Galizien fortsetzt, worauf Michael (924), nach ihm der Verfasser (919) hinwiesen. Diese Stufe steht in mittelbarer Verbindung mit dem bekannten Salzvorkommen von Wieliczka, Bochnia und Kalusz und den zahlreichen Sol- und Schwefelquellen dieses Gebietes, die noch bis in die Bukowina hineinreichen. Westwärts ist das marine Mittelmiocän mindestens bis Neiße verbreitet. Hier fand es Gürich (917) in einer Bohrung bei Bielau unter obermiocänem Braunkohlengebirge.

In der Gegend von Gleiwitz geht der hangende marine Tegel nach oben allmählich in brackische und Süßwasserschichten über. An Fossilien führt Gürich (916) als verbreitetste Arten an *Terebratula grandis* Blumb. und *Ostrea cochlear* Poli; außerdem *Turritella subangulata* Bronn, *Pecten latissimus* Defr., *Venus multilamella* Lam., *Corbula gibba* Olivi, Crinoidenstielglieder, Cidaritenstachel, große Seeigel; Korallen und Bryozoen; 139 Arten von Foraminiferen, am häufigsten *Amphistegina Haueri* d'Orb.; Nulliporen; Haifischzähne.

Als Fundorte kommen vor allem Hindenburg, Gleiwitz, Laband, Bobrek bei Beuthen, Hohndorf bei Leobschütz in Betracht.

Die Fauna vom Vorwerk Lorenzdorf bei Kujau, die Quaas (926) in das Sarmat stellen wollte, ist nach Michael (922) entschieden viel älter; nach Oppenheim (925) dürfte sie vermutlich der ersten oder älteren Mediterranstufe (= Horner-Schichten) des Wiener Beckens entsprechen, also etwa untermiocän sein.

Gänzlich ungeklärt ist die Stellung des sogenannten Xionser Meerestones, den Jentzsch[1]) bekannt gab. Er untersuchte eine Bohrung (1906) von Xions (etwa auf dem halben Wege zwischen Schrimm und Jarotschin, Provinz Posen) mit folgendem Ergebnis: Unter 4 m Schutt liegt von 4—104 m Posener Ton, der von Lignit, Sand, Letten und Quarzsand unterteuft wird (104,5—170 m). Darunter folgen aber von 170—230 m graue, feinsandige, kalkhaltige Tone mit etwas Glimmer und zahlreichen weißen Bruchstücken von Schalresten. Bei 200 m große, glatte Bivalve, bei 205 m eine kleine gerippte Meeresschnecke, cf. *Cerithium*. Bei 186—197 m mit Bruchstücken kleiner, granitähnlicher Brocken. Den Beschluß der Bohrung machen

von 230—236 m Quarzsand, kalkfrei } ältere Braunkohlen-
236—240 » Feinsand } bildung.

Verweist man den Posener Ton in das ältere Pliocän und jüngere Miocän, so könnten die marinen Schichten ein mittel- oder untermiocänes Alter besitzen. Sollte hier vielleicht die von Kautsky vermutete Verbindung zwischen Norddeutschland und der II. Mediterranstufe des Wiener Beckens zu suchen sein?

Marines Obermiocän.

Ein Blick auf die Karte des marinen Obermiocäns zeigt, daß in

---

1) Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1907, S.883.

Norddeutschland nicht unerhebliche Bodenbewegungen eingetreten sind, die eine wesentlich andere Verteilung von Land und Wasser als zur Zeit des Mittelmiocäns bedingt haben. Durch eine, wie es scheint, in hercynischer Richtung verlaufende flach ansteigende Aufwölbung der Erdrinde wird der marine Zusammenhang zwischen Nordhannover und Holland unterbrochen, und zwar ist diese tektonische Bewegung als Fortsetzung von Erscheinungen aufzufassen, die bereits im Oberoligocän begannen und auf eine allmähliche Verdrängung des Meeres hinzielen, wobei nur zur Zeit des Mittelmiocäns ein kleiner Rückschlag erfolgte, der wieder gewisse, auf der Karte angegebene Gebiete unter die Bedeckung des Meeres brachte.

Die gegen Schluß der Miocänperiode gebildeten Sedimente in Norddeutschland tragen vorwiegend tonigen Charakter, es sind das die sogenannten Glimmertone[1]), die petrographisch ziemlich gleichbleibend ausgebildet sind, über weite Gebiete verfolgt werden können und wohl auf ein tieferes Meer als zur Mittelmiocänzeit hinweisen. Sie bestehen aus einer recht mächtigen Folge von glimmerreichen, mageren Tonen bis tonigen Quarzglimmersanden. An Fossilien, die vorwiegend diese Stufe kennzeichnen, seien genannt:

Fusus distinctus Beyr. — *Isocardia Olearci* Semp.
» *eximius* Beyr. — *Cardita bella* Semp.
Astarte vetula Phil.

In Dänemark hat nach Ravn (954) das Mittel- und Obermiocän seine Hauptverbreitung an der Westküste von Jütland; im obermiocänen Glimmerton sind bemerkenswert vor allem *Nucula Georgiana* Semp., *Astarte Reimersi* Semp., *Isocardia Forchhammeri* Beck, *Cassis saburon* Brug. sp., *Fusus semiglaber* Beyr., *Pleurotoma cataphracta* Brocc. sp., *Conus antediluvianus* Brug., sowie Cetaceen.

In Deutschland ist Sylt einer der bekanntesten Punkte von fossilreichem Glimmerton; Meyn (949) führt von dieser Insel weit über 100 Arten an. Auf die sehr interessanten Lagerungsverhältnisse (Überschiebungen) weisen Stolley (959—961) und Gagel (932) hin und geben gute Bilder von diesen Störungen. Auch Gühlitz (Erl. z. Bl. Hülsebeck, Lf. 126, Berlin 1905) lieferte viele Fossilien, die Koert bestimmte. Bei Lüneburg wird der Glimmerton mit ungleich reicherer Fauna (Erl. Bl. Lüneburg, II. Aufl. Lf. 108, Berlin 1912) gegen 100 m mächtig. Hier könnte zur oberen Miocänzeit wohl eine Untiefe bestanden haben, wie Wolff (905) eine solche von Zechsteingips zu dieser Zeit bei Langenfelde unweit Hamburg annimmt *(Ostrea)*. Die Lagerungsverhältnisse sind bei Lüneburg ungewöhnlich gestört. Bei Dissau (Lübeck) ist Obermiocän mit 199 m Mächtigkeit durchsunken.

Diese Schichten greifen ostwärts noch etwas in Mecklenburg hinein, von wo Metzmacher (947, 948) die fossilreichen Fundpunkte von Bokup, Hohenwoos (46 Arten) und Kummer beschrieb, um aber alsbald nach dieser Richtung hin ihr Ende zu erreichen; bis

[1]) Nach neueren Untersuchungen von Gripp verteilen sie sich auf Torton, Sarmat und die Pontische Stufe.

jetzt sind Ablagerungen dieses Alters in Pommern usw. nicht bekannt geworden. In reicher Entwicklung tritt aber diese Stufe wieder in den Niederlanden auf, auf den Peel-Hort besitzt das obere Miocän eine Mächtigkeit von 100—125 m und besteht aus einem feinen tonigen, grünen bis grauen, glimmerreichen Glaukonitsand. Massenhaft sind Astarten (*A. Omalii* Nyst, *incrassata* Brocc., *pygmaea* v. Münst.), *Dentalium badense*, *Peplum septemradiatum* Muell. (= *P. pes-lutrae* L. = *Pecten Danicus* Chemn.), *Pectunculus pilosus* L., *Cyprina islandica* L., *Fusus solitarius* Phil.; die drei Formen: *Arca diluvii* Lam., *Venus multilamella* Lam. und *Conuspirus antediluvianus* Brug. gehen niemals in das Untere Pliocän (Diestien) über. In Südlimburg fehlt oberes Miocän, und typischer Glimmerton wurde bisher in den nordöstlichen Niederlanden nicht nachgewiesen.

In Belgien sind gewisse Erosionsreste auf den Hügelspitzen von Grammont und Brüssel als oberes Miocän anzusehen.

Höchst auffällig sind die Funde von losen Tertiärfossilien an verschiedenen Orten in Thüringen und Sachsen, nämlich bei Buttstädt (1138) (Eßleben), Langensalza[1]), Schraplau (1118) und Querfurt (1118). Das Auffallende dabei ist einmal das z. T. massenhafte Auftreten in Geschiebesanden fernab von dem Anstehenden, sodann die Verteilung auf mehrere, durchaus verschiedenalterige Tertiärhorizonte. Formen wie *Cancellaria aperta* Beyr., *C. scalaroides* Wood, *Mitra Borsoni* Bell., *Fusus distinctus* Beyr., *F. eximius* Beyr., *F. tricinctus* Beyr., *F. glabriculus* Phil., *F. semiglaber* Beyr., *Arca diluvii* Lam., *Astarte vetula* Phil. weisen entschieden auf Obermiocän hin. Andererseits ist Mitteloligocän durch *Leda Deshayesiana* und andere Arten, sowie Oberoligocän mit Sicherheit vertreten, während Unteroligocän nicht nachzuweisen ist. Man kann wohl nur annehmen, daß größere Schollen von fossilreichem Glimmerton aus Mecklenburg oder der unteren Elbe im gefrorenen Zustand als Geschiebe vielleicht durch die Pforte des heutigen Unstrut-Tales bis in jene Gegenden verschleppt wurden; denn ein Teil der Fossilien ist gut erhalten und zeigt keine Spur von Abrollung. Für Mitteloligocän ist die Gegend von Köthen, für Oberoligocän Brambach a. d. E. in Betracht zu ziehen.

Die Sande von Langensalza enthalten eine ganze Geschiebesammlung, denn außer Mitteloligocän, Oberoligocän und Obermiocän sind noch vertreten Kreide (*Belemnitella mucronata*, *Terebratulina* sp., Platten und Stacheln von *Cidaris*), Jura (*Pentacrinus subangularis*) und Silur (*Rhynchonella nucula*).

Sehr merkwürdig sind auch zwei fragliche Geschiebe, die H. Menzel bei Schlagenthin (Neumark) gefunden hatte und die von Oppenheim (952) mit allem Vorbehalt als sarmatisch gedeutet werden. Das Gestein ist ein ziemlich harter Oolith, die Fauna besteht außer aus kleinen Planorben und Hydrobien aus einer *Mactra* (? *podolica* Eichw.), zwei brackischen Cardien (? *obsoletum* Eichw. und ? *conjungens* Part.) und einem glatten *Trochus* (*podolicus* Eichw.).

[1]) Erl. z. Bl. Langensalza, Lf. 128, Berlin 1905, S. 49 ff.

Gliederung des **Miocäns.**

	Norddeutschland	Wiener Becken	Südfrankreich	Belgien	Schweizer Molasse
Obermiocän	Glimmertone in Schleswig-Holstein, Mecklenburg und Nordhannover (m)	Sarmat (Cerithien-Schichten) (br)	Sarmatien (m)	? Oberes Anversien[3]) (z. T. sables noirs à *Pectunculus pilosus*) (m)	Sarmatien (Oehninger Stufe) (Tortonien) (l)
Mittelmiocän	Reinbeker Gestein Bokuper Sandstein Holsteiner Gestein z. T. (m)	II. Mediterranstufe (m)	Tortonien[1]) (m) Helvétien (m)	Anversien / Bolderien (m)	Vindobonien[4]) oder II. Mediterranstufe „Helvetien“ (m)
Untermiocän	Holsteiner Gestein z. T. Sandstein vom Brothener Ufer (m)	I. Mediterranstufe (m)	Burdigalien[2]) (m)	—	Transgression Burdigalien oder I. Mediterranstufe „Helvetien“ (m)

[1]) von Tortona (Piemont).
[2]) von Burdigala (= Bordeaux).
[3]) von Anvers (= Antwerpen)
[4]) von Vindobona (= Wien).

Pliocän.

(Lyell 1832.)

Die Landhebung, das Zurückweichen des Meeres infolge schwacher Aufwölbung des Festlandes, macht zur Pliocänzeit weitere Fortschritte, Mecklenburg, Nordhannover und der größte Teil von Schleswig-Holstein werden dauernd trocken gelegt.

Seit Beginn der Pliocänperiode sind mindestens gegen 2—4 Mill. Jahre verflossen.

Marines Unterpliocän.

Die pliocäne Nordsee scheint in Deutschland die Insel Sylt überflutet zu haben, wenigstens werden gewisse dort auftretende Ablagerungen von manchen Autoren zum Unteren Pliocän gestellt, es sind das die sogenannten Limonitsandsteine am Morsum-Kliff.

Wie schon oben (S. 106) erwähnt, sind dort die Lagerungsverhältnisse z. T. ganz ungewöhnlich gestört, da neben Sattelbildungen echte Überschiebungen mit Schuppenstruktur beobachtet werden. Gagel (976) möchte wenigstens einen Teil der Limonitsandsteine als Mittelmiocän betrachten, da im Liegenden untermiocäne Braunkohlen, im Hangenden teilweise obermiocäne Glimmertone auftreten. Stolley (992) hält es für möglich, daß der Westteil des Morsum-Kliffs untermiocän sein könnte, während Wolff (1000) hervorhebt, daß die ärmliche Fauna derjenigen des Glimmertones nahesteht und keine mittelmiocänen Formen enthält. Gripp (980) tritt neuerdings für ein unterpliocänes Alter des Limonitsandsteines ein — welche Ansicht Oppenheim (893) bekämpft — und hebt besonders das sehr häufige Auftreten von *Nassa reticosa* Sow. hervor. Nun ist das eine Form, die im Mittelpliocän sehr verbreitet ist, aber auch im Unterpliocän von England und Belgien sowie im Oberpliocän von Holland und England beobachtet ist. Nimmt man dazu den engen Schichtverband mit dem obermiocänen Glimmerton, so scheint in der Tat das unterpliocäne Alter des Limonitsandsteins einigermaßen begründet zu sein. Außer den Cragformen: *Nassa reticosa* Sow., *Mactra arcuata* Sow. und *Corbulomya complanata* Sow. sind nach Gripp noch für den Limonitsandstein charakteristisch *Fusus eximius*, var. *Stolleyana* Gripp und *Creseis Gageliana* Gripp. Sehr auffallend ist aber das Vorkommen von *Rapana Wiechmanni* v. K. sp., die bisher nur aus dem Oberoligocän und Altmiocän bekannt ist, nach Gripp aber — weil stark gerollt — ein altmiocänes Geschiebe darstellt.

Petrographisch besteht der Limonitsandstein aus einem eisenschüssigen, größtenteils rostbraun verwitterten Sandstein, sowie weißlichem und gelbem Sand. Überlagert wird der Sandstein von dem sogenannten Kaolinsand, der vereinzelte Gerölle eingeschwemmter, lavendelblauer silurischer Hornsteine enthält (darunter ein verkieselter *Favosites*). Diese Stufe, die sicher nicht mehr marin, sondern aller Wahrscheinlichkeit nach fluviatil ist, wurde neuerdings von Koch u. Gripp (982) über größere Gebiete von Schleswig-Holstein verfolgt; bei

Fiel erreicht sie die große Mächtigkeit von 101,5 m. Es sind das helle, kalkfreie und eisenarme Quarzsande mit Beimengungen von Hornstein, Kieselschiefer und Kaolin, ohne Fossilien, aber z. T. mit Quarzkies, Granitskeletten, Glaukonitsandstein, Spinell.

Geschiebe von Limonitsandstein wurden u. a. beobachtet bei Tornschau (Kr. Tondern), in der Nähe von Bredstedt (Kr. Husum) und bei Lüneburg.

Neuerdingst stellt Gripp den oberen Teil des Glimmertones zum Pontien und verweist dieses in das Obermiocän, den eben besprochenen unterpliocänen Limonitsandstein in das Plaisancien.

In den Niederlanden ist marines Unterpliocän durch mehrere Bohrungen nachgewiesen, die aber noch der Nachprüfung bedürfen, und zwar in zwei verschiedenalterigen Stufen. Nach Tesch (993) sind für die obere Abteilung folgende Formen bezeichnend:

Pecten maximus L., var. *Westendorpi* Nyst
» *radians* (*ventitabrum* Gdf.) Nyst
» *similis* Lask.
Lima subauriculata Mont.
Modiola sericea Bronn
Cucullaea (Arca) pectunculoides Scac.
Limopsis anomala Eichw. (*pygmaea* Phil.)
Cryptodon flexuosus Mont.
Cardita senilis Lam.
» *orbicularis* Leath
Astarte corbuloides Lajonk
Cyprina rustica Sow.
Isocardia cor L.
Circe minima Mont.
Tellina compressa Brocc.
Neaera obesa Lov.

Diese Abteilung, die 58 m mächtig wird, fehlt gänzlich in der Provinz Limburg und im östlichen Teil der Provinz Nord-Brabant. Die Schichten selbst bestehen aus einem dunkelgrünen, feinen bis sehr feinen Glaukonitsand mit Conchylien.

Die untere Stufe findet sich im nördlichen Peelbezirk in Form eines 1—2 m mächtigen Glaukonitsandes mit zahllosen Exemplaren von *Lingula Dumortieri*, *Ditrupa subulata*, Cetaceenknochen, Fischzähnen und -wirbeln und abgerollten miocänen Fossilien.

In Belgien ist marines Unterpliocän als Diestien weitverbreitet; die tieferen Lagen führen häufig *Terebratula grandis* Blumb., die höheren *Isocardia cor* L. Diese Schichten setzen sich nach Nordfrankreich noch etwas weiter fort, stehen aber heute nicht mehr in Verbindung mit den im Westen Frankreichs entwickelten Ablagerungen, den blauen Tonen von Bosq d'Aubigny mit *Nassa prismatica* Br. (984).

Die Kieseloolithstufe des Niederrheingebietes, nach Feststellung von Mordziol fluviatiles Unterpliocän, besitzt auch in Belgien und Holland weite Verbreitung und ist dort mit dem marinen Miocän verknüpft.

Vielleicht sind nach Deecke (974) gewisse Ablagerungen des Bodenseegebietes als pontisch aufzufassen, das sind die bis 150 m mächtigen Göhrenberg-Mergel. Sie liegen über der oberen Süßwassermolasse (Obermiocän), enthalten Glaukonit sowie unzerbrochene Foraminiferen (Rotaliden, Globularien und Textularien), die nach ihrem Erhaltungszustand kaum aus abgetragener Meeresmolasse eingeschwemmt sind; diese Folge von bunten Mergeln mit eingeschalteten Sandbänken könnte daher wohl brackisches Unterpliocän darstellen.

Die verschiedenaltrigen Crag-Bildungen Englands sind in der Tabelle S. 113 kurz erwähnt.

Biologisch ist das Auftreten borealer Gattungen wie *Mya*, *Trophon*, *Chrysodomus*, *Siphonalia* und *Buccinum* im Pliocän Englands und Belgiens bemerkenswert (872).

Marines Mittelpliocän.

Die Regression des Meeres hält unmerklich, aber deutlich weiter zur Zeit des Mittelpliocäns an, indem in Belgien der Südrand des Meeres weiter nördlich verlegt wird, nach Norden und Osten zu das Meer aber ein wenig weiter ausgreift. Daher tritt zu Haamstede auf der Insel Schouwen über marinem Mittelmiocän ein Basalkonglomerat des marinen Mittelpliocäns auf (1010). Ferner sind bei Nütterden in der Rheinprovinz in einer Bohrung bei 68—77 m unter Tage durch Fliegel (1005) fossilführende glaukonitische marine Sande nachgewiesen, aus denen Oppenheim (1008) folgende Arten bestimmen konnte:

Cardita scalaris Leat.
Astarte incerta S. Wood
Corbula gibba Olivi
Mactra ovalis Sow.
Natica millepunctata L.
Ditrupa cornea L.
Ringicula cf. *buccinea* Brong.

und andere unbestimmbare Reste, sowie Tafeln von Balanen und Fischreste. Durch diese Formen dürfte das mittelpliocäne Alter der erbohrten Schichten sichergestellt sein.

In den Niederlanden sind gleichaltrige Bildungen in reicher Entwicklung bekannt geworden, das mittlere Pliocän gliedert sich hier in eine ältere und eine jüngere Stufe, die dem belgischen Scaldisien und Poederlien entsprechen. Sie wurden in einer Anzahl von Bohrungen der Gegend von Grave-Oss, sowie bei Utrecht, Goes usw. nachgewiesen. Die Gesamtmächtigkeit des Mittelpliocäns überschreitet bei Utrecht 125 m, die Ablagerungen bestehen aus feinen bis mittelkörnigen Glaukonitsanden mit spärlichen und zerstreuten, ganz kleinen Geröllen. An wichtigen Arten führt Tesch (1014) aus der unteren Abteilung (Scaldisien) an:

Ostrea edulis L.
Pecten tigerinus Müller
» *Gérardi* Nyst
» *pusio* L.
Cardita chamaeformis Leath
Cardium nodosum Turt.
Astarte Basteroti Lajonk
» *Omaliusi* Lajonk
» *obliquata* Sow.
Astarte Burtini Lajonk
Venus casina L.
» *imbricata* Sow.
Semele prismatica Mont.
Panopaea Faujasi Mén.
Vermetus intortus Lam.
Columbella subulata Brocc.
Cancellaria Lajonkairi Nyst
Pleurotoma intorta Brocc.

Für die obere Abteilung (Poederlien) sind bezeichnend:

Cardium edule L.
» *Parkinsoni* Sow.
Diplodonta astartea Nyst
Astarte incerta Wood
Mactra deaurata Turt.
Tellina praetenuis Leath
» *donacina* L.
Mya truncata L.

Glycimeris siliqua Chemn
Corbulomya complanata Sow.
Littorina terebellata Nyst.
» *suboperta* Sow.
Trochus solarium Nyst.
Natica catenoides Wood
Cerithium tricinctum Brocc.
Nassa propinqua Sow.
Conovulus pyramidalis Sow.
Helix Haesendoncki Nyst.

Die Stufen des Mittleren Pliocäns in Belgien und England sind in der Tabelle S. 113 kurz angedeutet. Jener dort angeführte Crag setzt sich bis nach Island hin fort. Hier finden sich nach Pjeturss (1009) pliocäne Seichtwasser- und Strandbildungen in mehr als 400 m Mächtigkeit, deren Alter im einzelnen unbestimmt ist. Während O. Mörch sie als gleichaltrig mit dem Red Crag ansieht, und S. V. Wood sie für nicht jünger als den mittleren Red Crag hält, meint Poulsen, daß der isländische Crag jünger sei als selbst die jüngste Abteilung des englischen Crags. Die Altersfrage dieser Bildungen ist also noch keineswegs gelöst.

Marines Oberpliocän.

Infolge der fortschreitenden Regression des pliocänen Meeres sind Ablagerungen rein mariner Natur, die aus der Zeit des Oberpliocäns stammen, in Deutschland nicht mehr bekannt. Dagegen ist Fliegel (1018) geneigt, die weißen Sande, die in der Bohrung Nütterden im Hangenden des marinen Mittelpliocäns auftreten, als Delta- oder Lagunenbildungen des Oberpliocäns aufzufassen; ebenso dürften wohl hierher gewisse glimmerige Tone im Rheintal unweit Cleve zu stellen sein.

In den Niederlanden sind in zahlreichen Bohrungen von Utrecht, Goes, Gorinchem, Amsterdam, Breda, Oudewater usw. fossilführende hellgraue Sande oder tonige Sande nachgewiesen, deren Korngröße von sehr feinem Material bis zu Geröllen wechselt; kleinere oder größere Holzstücke sind ein besonderes Kennzeichen dieser Bildungen. Die hangenden Schichten führen bereits eine terrestrische und limnische Fauna (*Helix, Clausilia, Pupa, Succinea, Cyclostoma, Planorbis, Limnaea, Paludina, Pisidium*), während nach Tesch (1025) für die Litoralzone der liegenden Schichten folgende Arten charakteristisch sind:

Nucula Cobboldiae Sow.
Leda lanceolata Sow.
» *myalis* Couth.
Cardium groenlandicum Chemn.
» *echinatum* L.
Donax vittatus Da Costa
Tellina baltica L.
Scrobicularia piperata Gmel.
Mya arenaria L.
Littorina littorea L.
Lucina divaricata L.
Mactra stultorum L.
Turritella terebra L.
Neptunea antiqua L.
Pleurotoma turricula Mont.

In 13 Bohrungen, die in den Dünen bei Haamstede ausgeführt wurden, wechselt nach Steenhuis (1022) fluviatiles und marines Oberpliocän mit einander; letzteres besitzt eine Mächtigkeit von 22—34 m. Unter Amsterdam ist dieses mit 135 m nicht durchsunken.

Gliederung des **Pliocäns** (nach Tesch und Haug).

	Deutschland	Belgien	England	Wiener Becken	Italien
Oberpliocän (Astien)	—	Amstelien (Sommat du Poederlien)	Icenian (Crag of Norwich, Chillesford Beds, Crag of Weybourne) Butleyan (Red Crag of Butley)	Levantinische Stufe Belvedere-Schotter Dalmatisch-slavo- nische Paludinen- schichten	Fluviatile Bildungen des Val d'Arno
			Newbournian (Red Crag of New- bourn usw.)		
			Waltonian: Red Crag of Beaumont and Little Oakley		
			Waltonian: Red Crag of Walton on Naze		
Mittelpliocän (Plaisancien)	Glaukonitische Sande von Nütterden (Rheinprov.)	Poederlien (Sables à *Corbula* *gibba*)	Gedgravian (Coralline or White Crag)		Subappen. von Asti und Castel l'Arquato — Sande des M. Mario, Mergel des Vatikans
		Scaldisien (Sables à *Neptunea* *contraria*)	Lenhamian (Lenham Crag)		
Unterpliocän (Pontien)	Limonitsandstein auf Sylt	Diestien z. T. (Sables à *Isocordia cor*)	—	Pontische Stufe Sande von Mödling	Zancleano, Gips- und schwefel- führende Schichten Siziliens
		Diestien z. T. (Sables grave- laux à Hétérocètes; sables de Diest et de Louvain; sables à *Terebratula grandis*			

In Belgien ist Oberpliocän als Amstelien oder oberstes Poederlien bekannt. Dabei ist bemerkenswert, daß sich die Maas bis zur Pliocänzeit und noch weiter zurückverfolgen läßt. Betrachtet man die Verbreitung des Meeres während der verschiedenen Pliocänstufen in Belgien (s. Taf. 14), so ergibt sich, daß die Mündung der Maas im Poederlien etwas südlich von Maeseyck lag. Etwa in derselben Gegend erscheint sie im Scaldisien, während sich die Maas im Unterpliocän (Diestien) östlich von Tongres, nämlich bei Visé, ins Meer ergoß, also nicht unerheblich weiter südlich auftrat. In fast genau derselben Gegend mündete sie aber bereits, wie es scheint, in Mittelmiocän (Bolderien) ins Meer. Denn zu jener Zeit ist die Mündung der Maas etwa bei Lüttich zu suchen.

Weiter rückwärts lassen sich die Spuren der Maas nicht mehr mit der eben angegebenen Sicherheit nachweisen, denn Meeresabsätze aus dem Untermiocän und dem Oberoligocän sind in Belgien fast gänzlich unbekannt, doch erscheint im jüngeren Mitteloligocän, dem Rupélien, eine alte Flußmündung zwischen Tongres und St. Trond, also nur etwa 10—12 km westlich des heutigen Maasbettes. Ob diese die alte Maasmündung darstellt, läßt sich nicht entscheiden. Im Tongrien supérieur verwischt sich aber jede Spur der alten Maas vollkommen.

In analoger Weise kann man die Ur-Schelde etwa bis in das Bolderien hinein rückwärts verfolgen, wie die Lage der Mündungstrichter zeigt.

Neuerdings wird der Coralline Crag indessen mit dem belgischen Casterlien (Zone der *Isocardia cor*, Oberpliocän) verglichen[1].

Die Meere der Diluvialzeit.

Man sollte meinen, daß die Verhältnisse in der geologischen Entwicklung um so klarer werden, je mehr man sich der Gegenwart nähert. Aber das gerade Gegenteil ist der Fall, kaum jemals platzen die Gegensätze der Meinungen schroffer aufeinander als bei der Erörterung über die diluviale Eiszeit. Man ist sich nicht nur über ihre Ursachen völlig im Unklaren, sondern auch über die Art des Herganges, d. h. die einen betrachten die Vereisung als einen einheitlichen Vorgang, die anderen sehen sie durch lang andauernde Interglazialzeiten unterbrochen, deren Anzahl wiederum nicht feststeht: in Rußland kennt man vielfach nur eine Interglazialzeit, in Deutschland werden heute meist deren zwei unterschieden, und die alpine Geologie fordert die Anerkennung dreier getrennter Interglaziale, kennt aber noch allerhand »Stadien«, d. h. kürzere Oszillationsvorgänge. I. Geikie will sogar sechs Eiszeiten annehmen mit fünf Interglazialzeiten.

[1] F. W. Harmer, The stratigraphical position of the coralline crag. Geol. Mag. VI, V. 1918. Nr. 651, S. 409—412. M. 1 Abb.

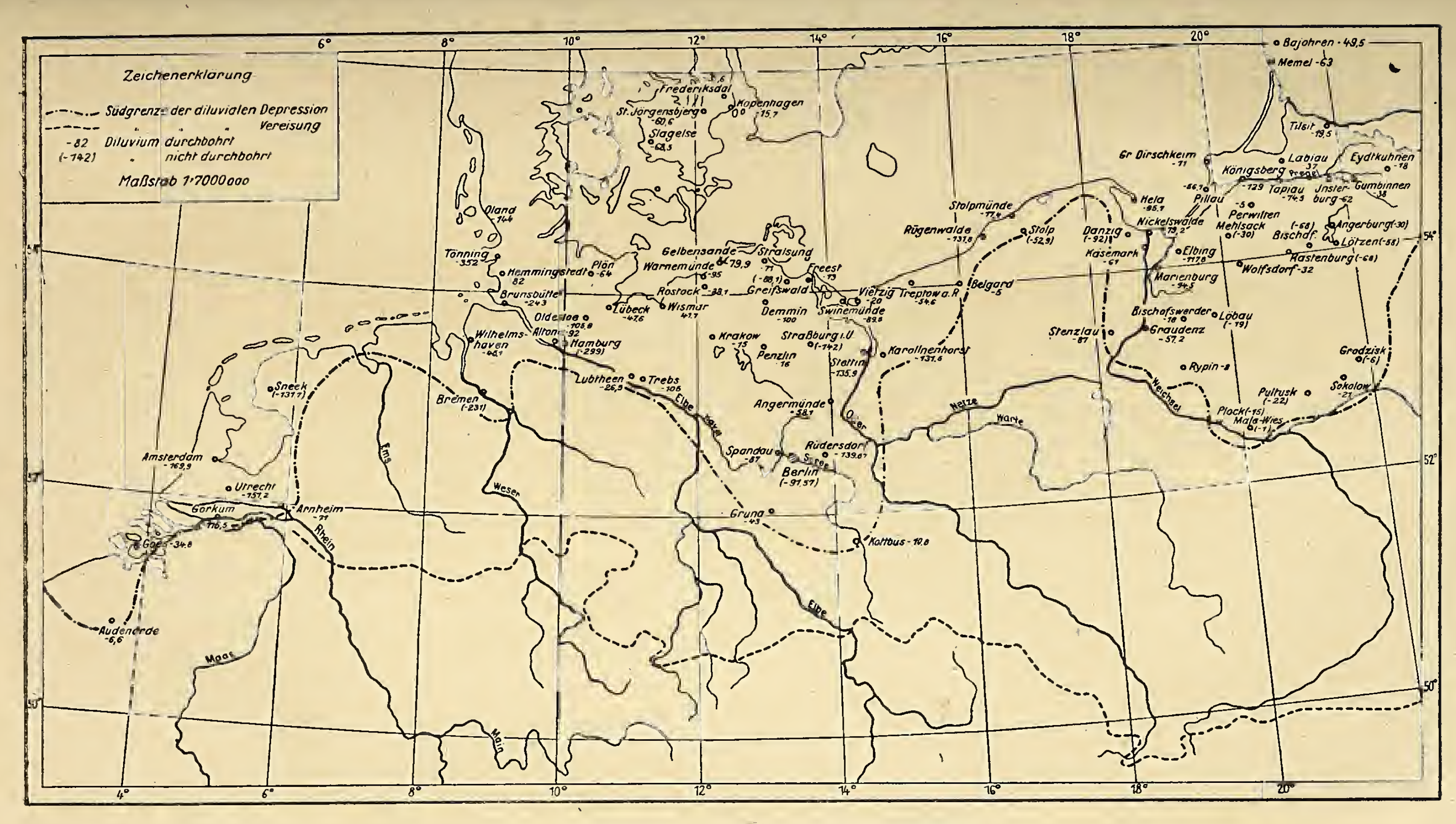


Fig. 9. Die diluviale Depression in Norddeutschland.

Begibt man sich auf den Boden der Tatsachen, so wird in Norddeutschland der Beginn des Diluviums, der etwa $^1/_2$—1 Mill. Jahre zurückliegen mag, durch eine in verschiedenem Umfang wirkende Depression beherrscht, deren Ausmaß sich sowohl in West- wie in Ostdeutschland geltend macht, wenn auch in etwas verschiedener Weise. Diese Landsenkung hatte zur Folge, daß das Meer in breiter, aber begrenzter Zone in Norddeutschland eindringen konnte, die Nordsee bis mindestens nach Boizenburg im unteren Elbtal (s. Taf. 12), die Ostsee im Bereich der unteren Oder bis zur Höhe von Thorn; das dazwischen liegende Gebiet — Pommern, Mecklenburg — blieb größtenteils von der Meeresüberflutung verschont, denn bis jetzt haben sich, von Rügen und Lübeck abgesehen, marine diluviale Fossilien in keiner der zahlreichen Bohrungen dieses Gebietes auf primärer Lagerstätte gefunden. Und doch ist dieser gesamte Küstenstrich von der Landsenkung getroffen worden. Denn untersucht man die Unterkante des Diluviums, so findet man, daß nicht nur größere Gebiete von Holland, Nordhannover, Mecklenburg und Pommern von der Senkung berührt sind, diese Erscheinung zieht sich auch noch bis tief in die Mark Brandenburg hinein und erreicht hier bei Kottbus mit —10,8 m unter NN. ihren südlichsten Punkt. Nirgends finden sich aber in der Provinz Brandenburg marine diluviale Fossilien auf primärer Lagerstätte, und ein Übersehen dieser fossilführenden Bildungen ist bei der siebartigen Durchlöcherung des Bodens mit Bohrungen und seiner intensiven geologischen Durchforschung ausgeschlossen.

Wie ist dieser Gegensatz zu erklären? Doch nur dadurch, daß die zu Beginn des Diluviums einsetzende Bodensenkung sich weiterhin noch fortsetzte und sich noch im Laufe der Eiszeit in verstärktem Maße geltend machte. Sie besteht ja noch heute unvermindert fort, denn würde man sich in Norddeutschland die Decke diluvialer Sedimente entfernt denken, so würde heute das Meer etwa bis zu der auf der Karte (Textfig. 9) angegebenen Linie von Norden her eindringen. Der Betrag der Senkung ist aber erheblich, er erreicht bei Tönning seinen größten Wert mit 352 m, es folgen Hamburg mit 299 m (Diluvium undurchbohrt), Brunsbüttel mit 243 m und Bremen (undurchbohrt) mit 231 m. Also nur der Umstand, daß glaziale Schuttbildungen das Meer verdrängten, ist die Ursache, daß heute ganz Norddeutschland Festland ist und nicht mehr vom Wasser überflutet wird.

Nun unterscheidet, wie angedeutet, die moderne Geologie in Deutschland meist drei Eiszeiten, die durch zwei Interglaziale getrennt sein sollen. Dabei fällt es in hohem Maße auf, daß, wenn man die z. T. tief im Diluvium auftretenden marinen Faunen der älteren Interglazialzeit zurechnet — wie das tatsächlich vielfach geschieht —, sich im jüngeren Interglazial analoge Bildungen kaum mehr vorfinden, trotzdem, wie eben gezeigt, die Senkung sich noch weiter vertieft hat und noch heute zu Recht besteht! Man müßte also den komplizierten Fall annehmen, daß sich im älteren Interglazial der Boden senkte, in der mittleren Eiszeit so hob, daß im jüngeren Interglazial eine Meeresbedeckung so ziemlich ausgeschaltet wurde, und

daß danach während der letzten Vereisung wiederum eine Senkung eintrat, die die erste um einen erheblichen Betrag überschritt! Nur wunderbar, daß sich in Westpreußen als Endergebnis während der letzten Vereisung ein Senkungswert herausstellte, der fast genau der ersten Depressionstiefe entspricht; denn die marine Transgression deckt sich hier im Bereich der unteren Weichsel fast vollkommen mit der diluvialen Depression! Wie viel einfacher ist die Annahme, daß sich im älteren Diluvium die zuerst einsetzende Senkung in Norddeutschland allmählich vergrößerte, im unteren Weichseltal aber während der ganzen Diluvialzeit nahezu konstant blieb.

Der Mangel einer ausgedehnten marinen Transgression im jüngeren Interglazial — trotz fortschreitender Senkung des Bodens — und mancherlei andere Gründe sprechen dagegen, die beiden Interglaziale als zwei getrennte, horizontbeständige stratigraphische Begriffe anzuerkennen, sondern zwingen dazu, mit verschiedenen, mehr oder weniger großen Schwankungen des Inlandeises zu rechnen. Eine nähere Begründung dieser Anschauung kann hier nicht gegeben werden; sie nimmt eine Mittelstellung ein zwischen der Auffassunng der Monoglazialisten und der Polyglazialisten. Dabei wird das Auftreten von echten Interglazialen in keiner Weise geleugnet, nur ihr stratigraphischer Wert bestritten. Im folgenden wird daher nur von älterem und jüngerem Diluvium die Rede sein, ähnlich wie bereits Deecke[1]) für das Bodenseegebiet und den Schwarzwald verfährt.

Cardienbank.

Die Frage, ob zu Beginn der Diluvialzeit die einsetzende Depression sich gleichzeitig mit dem Vorrücken der nordischen Gletscher vollzog, läßt sich nach den sorgfältigen Untersuchungen von Maas dahin beantworten, daß beide Vorgänge nicht zur selben Zeit stattfanden. Maas (1078) konnte für gewisse Gebiete im nördlichen Ostdeutschland zeigen, daß unmittelbar über dem Tertiär Sande mit einer gemäßigten Fauna liegen. Sie bilden bei Bromberg und Ostrometzko eine dünne Bank, sind schwach kalkhaltig und meist völlig frei von Feldspat; an Resten führen sie *Cardium edule* und *Cyprina* sp. Es finden sich aber auch in einem darüber folgenden Geschiebemergel Nester dieser sekundär mit Kalk infiltrierten, feldspatfreien Sande mit *Cardium edule, C. echinatum, Tellina baltica, Cyprina, Mytilus edulis, Tapes* und *Nassa reticulata*. Maas konnte seine Studien noch weiter ausdehnen und an zahlreichen Punkten zwischen Tertiär und Diluvium kalk- und feldspatfreie Sande mit den eben erwähnten Resten nachweisen, nämlich bei Bethkenhammer nördlich von Schneidemühl, Filehne, Czarnikau, Schönlanke, Zirke, Kulm bei Birnbaum, Krone a. d. Brahe, Tuchel, im Kreise Wirsitz, zwischen Hohensalza und Thorn, besonders in der Umgegend von Argenau. Die Beobachtungen, daß viele der Schalen zweiklappig vorlagen und z. T. noch Farbenspuren zeigten,

[1]) Geologie von Baden II. Berlin 1917. S. 631.

ferner die gleichmäßige Ausbildung und Verbreitung der Cardiensande, sowie der Schichtenverband sprechen dafür, daß man es hier mit einer primären, nicht umgelagerten, präglazialen Strandbildung zu tun hat.

Andere Vorkommen erwiesen sich sicher als Geschiebe: so Lindenwald bei Vandsburg, Krojanten bei Konitz, Försterei Döberitz (Kr. D.-Krone) und Belgard in Pommern.

In der Nähe von Argenau (Wierzchoslawitz) war die Cardienbank 1,7 m stark.

Diese Beobachtungen lassen sich nur so deuten, daß vor der ersten Eisinvasion das Meer bis in die angegebene Gegend vordrang, denn die Fauna enthält keine Spur irgendwelcher borealen oder gar arktischen Elemente, die auf das Herannahen des Inlandeises schließen lassen; dagegen tritt schon eine der südlichen lusitanischen Formen, die später eine große Rolle spielen, auf, nämlich *Tapes senescens*. Stratigraphisch ist wichtig, daß sich auf diese feldspatfreie Cardienbank überall eine 0,50—1,00 m starke Schicht nordischer Gerölle von Hasel- bis Wallnußgröße legt, die ein Vorschüttungsprodukt des nahenden Inlandeises darstellt. Ihre Ausbildung als grobe Gerölle wird wohl die Ursache sein, daß sich Schalreste borealer oder arktischer Formen nicht in ihr vorfinden; sie werden jedenfalls der Brandung zum Opfer gefallen sein.

Älterer Yoldiaton.

Das Eis muß schon verhältnismäßig nahe gewesen oder schnell vorgedrungen sein, denn die Cardienbank ist, wie erwähnt, stets nur recht geringmächtig entwickelt, und da, wo die darüber befindliche Geröll-Lage fehlt, stellt sich alsbald als Zeichen des nahenden Inlandeises eine Fauna mit kälteliebenden Elementen ein. Es liegt in der Natur der Sache, daß zunächst auf die gemäßigte Fauna eine solche mit borealem Einschlag und erst danach eine arktischen Charakters folgte. Beide fehlen aber in dem angezogenen Gebiet über der Cardienbank, sie scheinen durch das Brandungsgeröll vernichtet zu sein.

Verweilt man zunächst im Gebiet der unteren Weichsel, so ist es hier vor allem den unermüdlichen Untersuchungen von Jentzsch und den kritischen Studien von Gagel gelungen, in diese äußerst gestörten Lagerungsverhältnisse wenigstens einigermaßen Klarheit gebracht zu haben. Jentzsch (1071) konnte bei Begehung der Haffuferbahn Elbing-Braunsberg zeigen, daß hier als älteste Bildung 15—20 m Süßwassersande auftreten, auf die eine nur 0,3 m mächtige, aber weiterhin stärker werdende Bank von Geschiebemergel ruht, die von 0,5—0,6 m geschichtetem Sand mit Kohlenlamellen überlagert wird. Dann folgt das Haupttonlager, das in allen Teilen kalkhaltig ist und etwa 25 m mächtig wird. »Der unterste Teil des Tones ist fossilleer; darauf folgen 8—10 m mit *Yoldia* erfüllt, also der wahre Elbinger Yoldiaton, in welchem oft (aber nicht immer) beide Klappen der *Yoldia* zusammenliegen. Darüber folgt Ton mit *Cyprina* und einzelnen (mutmaßlich umgelagerten) Yoldien. Die obersten 10 m der Tonmasse sind muschelleer, aber reich an Blaueisenerde, welche stets auf zersetzte Organismen deutet.«

Wie stimmt nun dieses Profil mit den von Maas oben angeführten Lagerungsverhältnissen überein? Wie man sieht, lassen sich beide Schichtserien unmittelbar nicht miteinander in Beziehung bringen, man kann aus den oben angegebenen Gründen nur annehmen, daß diese kälteliebende Fauna der Yoldiatone nicht die erste ist, die im älteren Diluvium sich in dieser Gegend ausbreitete, d. h., es liegen hier offenbar erhebliche Schwankungen des eindringenden Inlandeises vor.

Es wäre verfehlt, aus der Überlagerung der Tone mit *Yoldia arctica* durch solche mit *Cyprina islandica* auf eine Milderung des Klimas zu schließen und damit zugleich etwa einen Rückgang des Eises anzunehmen. Denn die Ansicht von Torell (1095), daß sich *Yoldia arctica* und *Cyprina islandica* gegenseitig ausschließen, hat sich nicht bestätigt. Bereits Schroeder (1090) führte aus, daß *Cyprina islandica* im nördlichen Eismeer vorkommt, abgesehen von der Nordsee und dem Atlandischen Ozean (von Grönland und Nordost-Amerika bis Portugal), und Knipowitsch[1]) beobachtete, daß *Cyprina islandica* und *Yoldia arctica* an den Küsten Spitzbergens stellenweise nebeneinander leben. Das hindert aber nichts an der Tatsache, daß die Lebensbedingungen beider Tiere trotzdem etwas verschieden sind. Denn die circumpolare *Yoldia* beansprucht eine Temperatur von 2^0 bis 1^0 C, ausnahmsweise im wärmsten Teil des Sommers bis +5^0 C, während *Cyprina* erheblich wärmere Temperaturen ertragen kann, ja sogar im Postpliocän von Palermo beobachtet wurde (1100). Ganz anders steht es mit *Ostrea edulis*, die 6—16^0 C erfordert und niemals zusammen mit *Yoldia*, wohl aber zugleich mit *Cyprina* leben kann. Ähnlich verhält es sich mit dem weitverbreiteten *Cardium edule*, das nicht nur im nördlichen Eismeer zu existieren vermag, sondern sich auch in der Nordsee, im Mittelmeer, Schwarzen Meer, Aralsee und in den Salzwassersümpfen der Sahara vorfindet, also klimatisch indifferenter ist als *Cyprina islandica* und hinsichtlich seiner Verbreitung diese Art nicht unwesentlich übertrifft.

Die Fauna dieses Yoldiatones ist ärmlich, aber individuenreich, sie scheint sich im wesentlichen auf *Yoldia arctica*, *Cyprina islandica*, *Astarte borealis*, *Phoca groenlandica*, *Monodon monoceros*, *Gadus polaris* (nach anderer Ansicht handelt es sich aber um *Gadus aeglephinus*, den Schellfisch), *Delphinus* zu beschränken. An Foraminiferen wurden beobachtet *Miliolina seminulum* L., *M. subrotunda* Mtg., *Haplophargmium pseudospirale* Wieb., *Rotalia beccarii*, var. *lucida* Mads., *Nonionina depressula* Walk et Jac. nebst var. *orbicularis* Brady, *Truncatulina lobatula* Walk et Jac. Auf dem benachbarten Lande lebten gleichzeitig *Elephas*, *Rhinoceros*, *Cervus tarandus* und *Canis familiaris*, var. *groenlandica*, also kälteliebende Arten; die Nähe des Waldes geht aus dem Blütenstaub von Coniferen hervor, der in den Yoldiaton eingeweht ist.

---

[1]) N. Knipowitsch, Zur Kenntnis der geologischen Klimate. Verh. russ. min. Ges. St. Petersburg 40. 1903. S. 267—303. M. 1 Karte.

In die Lagerung ist, abgesehen von dem oben Angedeuteten, kein Licht zu bringen, es ist ein Wirrwarr ohnegleichen, veranlaßt durch fortwährende Oszillationen des immer noch vordringenden Inlandeises: die marine Transgression wird durch die glaziale ganz allmählich ersetzt und das Meer infolgedessen durch die Schuttbildungen, die das Eis mitbrachte, verdrängt. So tritt heute der altdiluviale Yoldiaton im Bereich der unteren Weichsel in völlig verschiedener Höhenlage auf; um nur einige Beispiele anzuführen: er liegt bei Marienburg in — 16 m unter NN., bei Mehlsack in + 22 bis 28 m, bei Draulitten in + 34 bis 64 m, bei Neudeck in + 114 m und bei Domachau in + 165 m über NN.!

Infolge dieser gewaltigen, durch das Eis bedingten Aufpressung und Umlagerung haben Geschiebe von *Yoldia* eine weite Verbreitung, sie finden sich nicht nur in Ost- und Westpreußen reichlich, sondern auch in Posen (Nakel) (1072) und sogar in Sachsen (Hohendorf).

Seit langem bekannt ist der innige Verband des Yoldiatones mit Süßwasserschichten; letztere sind erfüllt von unzähligen Individuen vor allem von *Dreyssensia polymorpha* und *Valvata piscinalis*, daneben werden noch beobachtet *Bithynia tentaculata*, *Pisidium obtusale*, *Unio* u. a. m.

Wenn außer arktischen Formen und Süßwassertieren noch eine gemäßigte Fauna (z. B. mit *Ostrea edulis*) zusammen auftritt, so haben alle drei Gruppen ursprünglich nichts miteinander zu tun gehabt. Ihre Vereinigung erklärt sich ungezwungen durch die fortschreitende Landsenkung, denn durch diese positive Strandbewegung werden die vorgebildeten Süßwasserablagerungen vom Meer überschritten und von ihm verarbeitet. Schließlich dringt das Eis oszillierend vor und vermischt nun die gemäßigten Elemente des Meeres mit den Absätzen der Süßwasserbecken und Lagen von Yoldiaton, von dem erhebliche Teile verschleppt und zerstört werden. Man braucht hinsichtlich der Verbindung der Süßwasser- und marinen Formen doch nur an den heutigen Küstenstrich der Ostsee etwa in Pommern zu erinnern. Hier liegen oft nur wenige 100 m oder noch näher dem Meere hinter Strandsand oder Dünenbildungen Süßwasserbecken eingesenkt, die bei einem Niedergehen des Landes um nur wenige Meter zerstört würden, so daß eine Vermischung von Süßwasser- und mariner Fauna eintreten würde. Als Beispiel, wie verschieden die Fossilführung sein kann, sei unter den unzähligen Profilen ein bei Garnsee in Westpreußen gelegenes herausgegriffen, das Th. Ebert (1039) veröffentlichte. Dort kann man gliedern:

a) Oberer Geschiebemergel.
b) Spatsand.
c) Geschiebemergel oder Wechsellagerung von Geschiebemergel und Sand.
d) Spatsand.
e) Tonmergel.
f) Geschiebemergel.
g) Spatsand.
h) Geschiebemergel.

Dabei fanden sich

in b: *Cardium edule* L., *Cyprina islandica* L., *Venus* cf. *virginea* L. (= *Tapes aureus*, var. *eemiensis*!);

in c: ein Ex. von *Yoldia arctica* Gray;
in d: *Nassa reticulata* L., *Dreyssensia polymorpha* Pall., *Ostrea edulis* L., *Yoldia arctica* Gray, *Cardium edule* L., *C.* cf. *echinatum* L., *Cyprina islandica, Venus* sp., *Tellina solidula* Pultz., *Mactra subtruncata* Dac.

Bekannt ist, daß die im älteren Diluvium Norddeutschlands in Verbindung mit marinen Formen so ungewöhnlich häufige *Dreyssensia polymorpha* durch das Inlandeis vernichtet wurde; nirgends findet sich von ihr im jüngeren Diluvium oder im Alluvium irgend eine Spur, sie ist erst um etwa 1800 aus dem südlichen Rußland wieder verschleppt, und zwar z. T. durch Schiffe oder an Schiffsbauholz; 1824 erschien sie in den Londoner Docks, 1825 in den Haffen der Ostsee, 1826 an der Rheinmündung, 1827 im Tegeler See bei Berlin, 1832 zu Halle, 1836 bei Mannheim, 1868 zu Regensburg in der Donau und 1899 in Dresden. Aber sie findet sich auch in einigen Seen ohne schiffbare Verbindung mit Flüssen, nämlich in Mecklenburg, Pommern und Albanien.

Außer dem unteren Weichselgebiet ist älterer Yoldiaton in Deutschland noch bei Stade, Burg und wenigen anderen Orten bekannt geworden.

Bei Stade tritt ein ziemlich steil aufgerichtetes System verschiedenartigster Diluvialschichten auf, wie aus folgendem Profil hervorgeht.

(f) grandiger Sand ca. 10 m[1]),
(g) Sand (Fallen 45°) ca. 40 m,
(h) Geschiebemergel ca. 0,5 m,
(i) Tonmergel mit arktischer Fauna ca. 3 m,
(k) Sand ca. 25 m,
(l) Geschiebemergel ca. 13 m,
(m) Sand ca. 7 m,
(n) Tonmergel mit arktischer Fauna (Einfallen 75—50°) ca. 2 m,
(o) Austernbank 0,1 m,
(p) Sand ca. 18 m,
(q) Geschiebemergel (Einfallen zu p 70°) ca. 16 m,
(r) Sand ca. 18 m,
(s) Geschiebemergel (Fallen zu r 40°) ca. 4 m,
(t) Sand ca. 7 m,
(u) Geschiebemergel 2,5 m,
(v) Sand ca. 12 m,
(w) Geschiebemergel ca. 6 m,
(x) Tonmergel mit arktischer Fauna (Fallen 35°) ? m,
(y) Geschiebemergel ? m.

Die schwarzen Bänke von Tonmergel führten *Saxicava pholadis, S. arctica, Modiolaria corrugata, Yoldia arctica, Y. intermedia, Cylichna propinqua*, Foraminiferen; die Austernbank enthielt *Ostrea edulis, Mytilus edulis, Cardium edule, Tellina baltica, Mactra subtruncata, Mya truncata* (?), *Pholas crispata, Balanus* sp. sowie die schon im Untermiocän bekannte Kalkwasserform *Buccinum undatum.*

Hier folgt also auf Oszillationsprodukte des Eises mit eingeschalteten Tonmergeln, die eine arktische Fauna beherbergen, eine Bank mit durchaus gemäßigtem Inhalt. Schließlich naht des Eis wieder, und es werden abermals arktische Elemente abgesetzt, also das ausge-

[1]) Die wahren Mächtigkeiten sind in Wirklichkeit kleiner, da die Schichten geneigt stehen.

sprochene Bild einer doppelten Klimaschwankung! Die Geringmächtigkeit der Austernbank erklärt sich vielleicht dadurch, daß sich das Eis nur für kurze Zeit nach N zurückzog. Das nähere Alter der Tone mit arktischem Inhalt ist unbestimmt.

Bei Burg in Ditmarschen ist ein mariner Ton abgelagert, der in den tieferen Teilen *Leda pernula, Natica groenlandica* Beck, *Cyprina islandica* führt, in der hangenden Partie aber durchaus gemäßigte Elemente wie *Mytilus edulis, Tellina baltica, Hydrobia ulvae* u. a. m. Wie Munthe ausdrücklich schreibt, fehlt *Yoldia arctica* in den unteren Lagen; die von Gottsche und Zeise erwähnten Reste von *Yoldia* sp. erwiesen sich als junge Exemplare von *Leda pernula*. Trotzdem wird man berechtigt sein, den tieferen Teil dieser Ablagerung zum Yoldiaton zu rechnen, da ja *Leda pernula* eine arktische Form ist und sonst oft genug zusammen mit *Yoldia arctica* beobachtet wird.

Ähnlich liegen die Verhältnisse bei dem nordwestlich davon befindlichen Nindorf (unweit Meldorf); der graue Ton enthielt *Neptunea (?) antiqua, Buccinum undatum*, var. ? *conoidea, Bela* cf. *Trevelyana, Natica groenlandica, N. Alderi, Littorina littorea, Mytilus edulis, Leda pernula, Cardium edule, Cyprina islandica, Tellina baltica, T.* cf. *exigua, Cyrtodaria siliqua, Saxicava pholadis, Mya truncata* usw.

Der Charakter der Fauna scheint auf den ersten Blick nicht einheitlich zu sein, sondern aus arktischen, borealen und gemäßigten Elementen gleichzeitig zu bestehen. Untersucht man aber jede einzelne Art hinsichtlich ihrer Lebensbedingungen an der Hand der vorzüglichen Arbeiten von Gottsche (1056), Schroeder (1091) und Brögger (1036), so findet sich keine einzige Form, die nicht auch in der borealen oder arktischen Zone zu leben vermöchte; die Zusammensetzung der Fauna trägt daher durchaus einheitlichen, und zwar nordischen Charakter, auch wenn die hocharktische *Yoldia arctica* fehlt.

Ungewöhnlich gestört sind die Lagerungsverhältnisse bei Itzehoe, Rensing und Innien. Gagel (1044) konnte dort nicht weniger als fünf verschiedene Tone nachweisen, die z. T. in ganz unglaublicher Weise durch glazialen Eisdruck miteinander verknetet waren: Yoldiaton, Glazialton, Glimmerton (Obermiocän), Septarienton und Untereocänton. Der Yoldiaton enthielt *Yoldia arctica, Y. lenticularis, Saxicava pholadis, Modiolaria corrugata, Tellina calcarea, Pandora glacialis, Balanus Hameri* usw.

Auch außerhalb Deutschlands ist Yoldiaton in tieferen Teilen des Diluviums bekannt geworden, ohne daß man in jedem Falle eine absolute Gleichaltrigkeit mit den deutschen Vorkommen beweisen könnte, nämlich in Dänemark und Schweden.

In Dänemark ist der Landstrich Vendsyssel (nördlichstes Jütland) reich an Yoldiaton, und zwar kann man hier einen älteren von einem jüngeren Yoldiaton unterscheiden.

Der ältere Yoldiaton scheint das älteste Glied des dänischen Diluviums zu sein, doch steht seine Beziehung zu den verschiedenen angenommenen Eiszeiten durchaus noch nicht fest. Er tritt in zweierlei

Formen auf, einmal als dunkelblaugrauer, ungeschichteter Ton mit 7—15 % $CaCO_3$ und Sand- und Grandschmitzen sowie geschrammten Geschieben, und als geschichteter Ton ohne Steine.

Die arktische Fauna, die sich etwa unter einer Temperatur von —2° bis +2° C abgesetzt hat, bestand aus *Yoldia arctica*, *Tellina calcarea, Mya truncata, Saxicava rugosa, Balanus*. Das Auftreten von zerbrochenen Schalen einer gemäßigten und borealen Fauna in der moränenartigen Ausbildungsweise mit *Saxicava rugosa, Cyprina islandica, Astarte borealis, Tellina baltica, Zirphaea crispata, Turritella terebra* usw. weist darauf hin, daß vor Ablagerung dieser Yoldiatone der Eisrand ungleich weiter im Norden gelegen haben muß. Sollten diese Schichten mit gemäßigtem Charakter vielleicht der Cardienbank des Weichselgebietes entsprechen? Nach oben geht der Yoldiaton allmählich oder auch schroff in gewöhnlichen Glazialton über.

Eine gewisse Berühmtheit hat die Tiefbohrung von Skaerumhede in Nordjütland erlangt, wo unter einem 200,20 m mächtigen Diluvium weiße Schreibkreide erbohrt wurde (1074).

Die über der Kreide liegende Grundmoräne enthält baltische, aber kein einziges norwegisches oder westschwedisches Geschiebe und führt aufgearbeitete arktische Reste, nämlich *Yoldia arctica, Tellina calcarea* und *Saxicava arctica*. Darüber folgt in einer Mächtigkeit von 123 m die eigentliche Skaerumhede-Serie, die rein marinen Charakter trägt. Man kann da deutlich drei verschiedene Abteilungen unterscheiden, eine untere von 73,9 m Stärke, die *Turritella terebra*-Zone mit gemäßigter Fauna, eine mittlere von 8,5 m, die *Abra nitida*-Zone mit subarktischer Fauna, und die 40,5 m mächtige *Portlandia arctica*-Zone mit arktischer Fauna.

Wichtig sind die Tiefen, in denen die einzelnen Schichten gebildet wurden: bei der *Turritella terebra*-Zone entspricht die Ablagerungstiefe im unteren Teil 40—60 m, im oberen 60—80 m; die *Abra nitida*-Zone wurde bei 30—40 m abgesetzt und der Portlandiaton (= Yoldiaton) bei 20 m, im oberen Teil bei 10 m Meerestiefe.

Man hat demnach bei diesen Vorkommen zwei Yoldiatone zu unterscheiden, von denen der ältere, nur im aufgearbeiteten Zustand vorliegende etwa dem sonstigen älteren Yoldiaton entsprechen mag, der andere aber etwas später gebildet ist, auf keinen Fall aber als sog. jüngerer, spätglazialer Yoldiaton zu deuten ist, der dem Altalluvium angehört und gerade in Jütland eine weite Verbreitung besitzt; denn im Hangenden der Skaerumhede-Serie tritt noch Grundmoräne auf.

Auch bei Hostrup im nördlichen Jütland fehlt *Yoldia arctica* selbst. Hier liegen unter einer Grundmoräne Sande mit einer borealen Fauna: *Littorina rudis, Leda pernula, Mytilus* sp., *Cyprina islandica, Axinus flexuosus, Tellina calcarea, Mya truncata, Saxicava arctica*. Während dieser Ablagerung betrug die Temperatur des Meeres etwa zwischen 0 und + 10° C. Darunter folgen Tone mit einer etwas kälteren Fauna: *Modiolaria discors, Astarte Banksi, Tellina calcarea, Saxicava arctica*. Das Meer besaß jetzt eine Temperatur von etwa —2° bis + 6° C. Diese marinen Bildungen ruhen auf tertiärem Glimmer-

sand, stellen aber eine dislozierte Scholle dar, da sie sich in + 27 m über dem Meer befinden.

Auch bei Esbjerg im südlichen Jütland ist Yoldiaton beobachtet (6—7 m) mit *Yoldia arctica, Astarte compressa, Tellina calcarea, Saxicava arctica, Mya truncata*. Sowohl das Hängende wie das Liegende besteht aus Grundmoräne. Nach Ussing ist diese Ablagerung wahrscheinlich älter als das letzte Interglazial. Dem gleichen Horizont könnte der Ton mit *Leda pernula* angehören, der bei Selbjerggaard auf der Halbinsel Hannäs bekannt geworden ist.

Auch bei Höve im nördlichen Seeland finden sich in den tieferen Lagen eines dort auftretenden Tones massenhaft Schalen von *Tellina calcarea*. Aber auch dieses Vorkommen ist eine Scholle, da es in + 20 m Meereshöhe liegt.

Erwähnt man schließlich noch die schwedische Insel Hven im Öresund, so wären damit wohl die wichtigsten Vorkommen von sog. älterem Yoldiaton erschöpft. Der hier abgelagerte, 13—14 m mächtige Ton lieferte:

Leda cf. *pernula,*	*Saxicava* sp.,
Yoldia arctica,	*Mya truncata,*
» *lenticulata,*	*Turritella terebra,*
Tellina calcarea,	*Cerithium reticulatum.*

Da der Erhaltungszustand der arktischen Faunen verhältnismäßig gut ist, scheint es, daß die gemäßigten Faunen sich nicht auf sekundärer Lagerstätte befinden. Auch hier handelt es sich mit Bestimmtheit nicht um den altalluvialen, sog. jüngeren Yoldiaton, sondern um einen diluvialen Alters, da dieser Ton von Geschiebemergel in einer Stärke von 15 m und mehr überlagert wird.

Diese Vorkommen von sog. älterem Yoldiaton sind etwas ausführlicher behandelt, um einmal zu zeigen, daß es einfach unmöglich ist, diese verschiedenen Tone heute stratigraphisch in ein bestimmtes System einzuordnen. Das eine scheint nur sicher zu sein, daß viele von ihnen dem älteren Diluvium angehören; andere freilich mögen jünger sein und ein wenig höher im Diluvium hinaufsteigen. Der nähere Vorgang der Ablagerung ist ja durchaus einfach und natürlich: da die Depression in Dänemark und Teilen Norddeutschlands während der gesamten Diluvialzeit über anhielt, so mußten sich jedesmal dann Tone mit arktischer Fauna niederschlagen, wenn das Eis im Vorrücken oder im Abschmelzen begriffen war; wie oft das aber geschah, wissen wir bis jetzt nicht, und es wird schwer, wenn nicht unmöglich sein, kleinere oder größere Oszillationen von sog. getrennten Vereisungen mit Sicherheit zu unterscheiden.

Eemfauna.

Über dem Yoldiaton erscheint z. T. ziemlich tief im Diluvium in weiter Verbreitung eine marine Fauna, der jede Beimengung von Formen borealen oder gar arktischen Charakters durchaus fehlt. Im Gegenteil, diese Ablagerung führt eine Anzahl von Elementen, die der heutigen Nordseefauna fremd sind, es sind das gewisse südliche, lusitanische Formen, deren Bedeutung weiter unten besprochen ist.

Der Name dieser Stufe leitet sich von dem Flüßchen Eem in Holland her, dem ersten Fundpunkt dieser Ablagerung, die auch als Cyprinenton bezeichnet wird; dieser stellt aber nur einen Teil der ganzen Eem-Serie dar. Im nördlichen Ostdeutschland hatte man die Tierreste dieser Zone früher vielfach unter dem Namen »Nordseefauna« zusammengefaßt, Schroeder (1090) wies aber mit Recht darauf hin, daß dort zahlreiche Formen der Nordsee fehlten.

Die Eemfauna ist monographisch in dem ausgezeichneten Werk von Madsen, Nordmann u. Hartz (1080) behandelt worden, doch hat für Deutschland u. a. auch Gagel (1047) viel zu ihrer kritischen Würdigung beigetragen.

Verbreitung. Die Eemfauna ist verbreitet im nördlichen Holland und auch auf den Inseln Texel und Terschelling bekannt geworden, ferner in Dänemark (Jütland, Fünen, Äro, Langeland) und in ganz Norddeutschland. Hier findet sie sich in Schleswig-Holstein, Nordhannover, Mecklenburg, einzelnen Teilen von Pommern (Hiddensoe, Rügen, Belgard, Kolberg), ausgedehnter aber in West- und Ostpreußen.

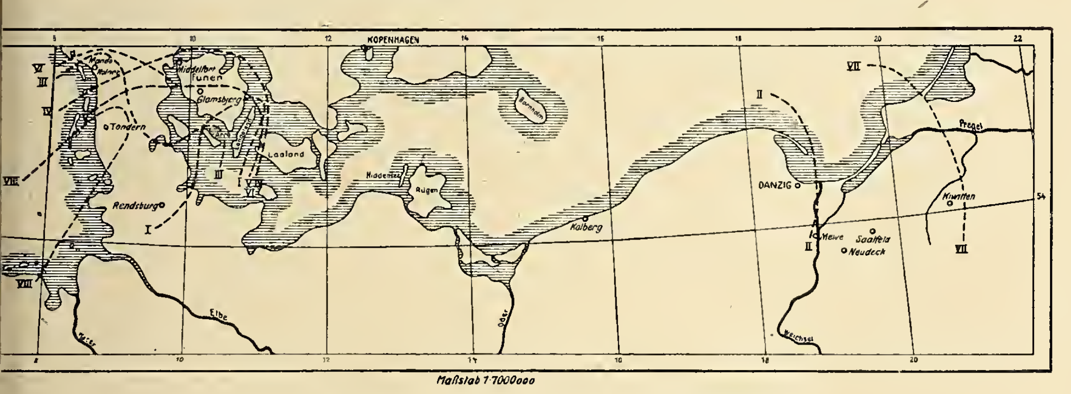


Fig. 10. Nordostgrenze lusitanischer Formen der Eemfauna.[1])

Faunistischer Charakter. Wie schon angedeutet, trägt die Eemfauna durchaus gemäßigten Charakter, es fehlt jede Spur nordischer Beimischung. Die klimatischen Verhältnisse müssen sogar wohl noch günstiger gewesen sein als zur Jetztzeit, denn die Fauna birgt in sich eine Anzahl von Formen, die heute dem Kattegat, der Nordsee und Ostsee fehlen, dafür aber im Mittelmeer und an der Küste Portugals (Lusitanien) heimisch sind und höchstens bis zur Südküste von England gehen; es sind das vor allem:

Mytilus cf. *minimus* Poli,
» *lineatus* Gm.,
Lucina divaricata L.,
Gastrana fragilis L.,
Syndesmya (Lutricularia) ovata Phil.,
Eulimella nitidissima Mtg.,
Haminea navicula D. C.

[1]) I *Mytilus* cf. *minimus*
II *Lucina divaricata*
III *Gastrana fragilis*
IV *Syndesmya ovata*
V *Eulimella nitidissima*
VI *Haminea navicula*
VII *Tapes senescens*
VIII *Mytilus lineatus*.

Diese lusitanischen Formen, deren Nordostgrenze aus Fig. 10 hervorgeht, sind im gesamten Verbreitungsgebiet weder präglazial, noch alluvial bekannt. Ferner gehört hierher *Tapes aureus* Gm., var. *eemiensis* Nordm. (= *Venus virginea* L.), der von Holland durch Dänemark bis nach Ostpreußen vorhanden ist und als Leitform dieser Stufe gelten kann. Neuerdings zeigte Nordmann (1085), daß er ident ist mit dem oberitalienischen *Tapes senescens* Doed.

Im ganzen werden 94 Arten in dem oben angeführten Werk von Madsen, Nordmann u. Hartz (1080) erwähnt, die sämtlich mit Ausnahme von *Tapes aureus*, var. *eemiensis* heute noch leben. Eine Aufzählung der einzelnen Arten ist untunlich, es wird genügen, an der Hand von Profilen eine Liste der wichtigsten Tierreste vorzuführen. — *Astarte* fehlt bezeichnenderweise der Eemfauna. Denn diese Gattung, die früher (Jura, Kreide usw.) wärmeres Wasser bevorzugte, hatte sich im Diluvium bereits in kühlere Regionen zurückgezogen.

Für Holland ist bemerkenswert, daß die sonst so weit verbreitete *Cyprina islandica* fehlt; der klimatisch durchaus indifferente Charakter dieses Tieres, auf den bereits oben (S. 119) hingewiesen wurde, sei hier ausdrücklich wiederholt. Um es gleich vorwegzunehmen: *Cyprina* fehlt auch bei Tondern und wurde bei dem weiter unten zu besprechenden Mandö Höllade nur in einem einzigen Exemplar aufgefunden. Erst bei Stensigmoos auf Broacker (südl. Düppel) ist sie häufiger und findet sich von da ostwärts bis nach Ostpreußen hinein reichlich vertreten.

Von lusitanischen Formen wurde in Holland beobachtet: *Mytilus lineatus*, *Gastrana fragilis*, *Tapes senescens*, *Lucina divaricata*, *Syndesmya ovata*, *Eulimella nitidissima* und *Hamina navicula*. Die Stärke der Eemschicht beträgt in der Gelderschen Valley 3—6 m, sie nimmt nach Westen und Nordwesten zu (10—30 m).

Von den in der Eemzone Hollands ferner verbreiteten Arten *Cardium tuberculatum*, *Dosinia lupinus*, *Tellina donacina* findet sich ebenfalls keine im Alluvium Norddeutschlands und von Dänemark.

Bei dem eben erwähnten Mandö Höllade in Dänemark (ein sumpfiger Landstrich zwischen dem Ribe-Fluß und Ribe-Kanal) fanden sich in einer Bohrung bei $24^1/_2$ m Tiefe folgende Formen:

Ostrea edulis,	*Gastrana fragilis*,
Pecten varius,	*Corbula gibba*,
Mytilus edulis,	*Scrobicularia piperata*,
Cardium edule,	*Saxicava arctica*,
» *exiguum*,	*Nassa reticulata*,
» *echinatum*,	*Hydrobia ulvae*,
Tapes aureus, var. *eemiensis*,	*Turritella terebra* u. a. m.
» *decussatus*,	

Eine neue Bohrung lieferte aus 20,4—33,3 m Tiefe außer vielen eben angeführten Arten, darunter wieder *Tapes aureus*, var. *eemiensis* und *Saxicava arctica*, u. a. noch *Cyprina islandica* (1 Ex.), *Lucina divaricata*, *Aporrhais pes pelicani*, *Littorina littorea*. *Haminea navicula*.

Biologisch ist die Zusammensetzung der Faunen von Interesse, denn sie führt in beiden Fällen *Saxicava arctica,* die bisher wohl allgemein als Leitform für arktische Sedimente betrachtet wurde. Nach ihrem Auftreten inmitten der Eemfauna hier und auch bei Tondern (s. unten) muß man sie aber ihres arktischen Charakters entkleiden und annehmen, daß sie ähnlich wie *Cyprina islandica* klimatisch völlig indifferent ist und sich nicht nur in arktischen und borealen Ablagerungen vorfindet, sondern auch in solchen, die gemäßigter zu sein scheinen als die heutige Nordseefauna. Die 199 Arten von Diatomeen verteilen sich auf

57,7 % südliche, 38,2 % indifferente Formen.
4,1 % nördliche,

Von Fünen wäre Stavrby Skov bei Middelfart mit

Mytilus edulis, *Syndesmya ovata,*
Cardium edule, *Nassa reticulata,*
Tapes aureus, var. *eemiensis,* *Hydrobia ulvae* usw.

zu erwähnen, von Glamsbjerg u. a.

Ostrea edulis, *Eulimella nitidissima,*
Mytilus edulis, *Hydrobia ulvae*
Cyprina islandica, *Haminea navicula.*

Auch von den verschiedenen reichen Fundstätten auf der Insel Aerö kann nur eine Auswahl der wichtigsten Tierreste gegeben werden:

Ostrea edulis *Gastrana fragilis*
Mytilus edulis *Corbula gibba*
» cf. *minimus* *Syndesmya ovata*
Cardium edule *Nassa reticulata*
» *echinatum* *Eulimella nitidissima*
Lucina divaricata *Hydrobia ulvae*
Cyprina islandica *Haminea navicula*
Tapes aureus, var. *eemiensis* *Scalaria communis* usw.

Durchaus ähnlich ist die Zusammensetzung der Fauna am Ristinge Klint auf Langeland, doch fehlen hier bereits *Gastrana fragilis* sowie *Lucina divaricata.*

Weitere Bohrungen mit lusitanischer Fauna beschreibt Nordmann (1084).

In Deutschland wäre zuerst Tondern anzuführen mit

Mytilus edulis *Mactra subtruncata*
» *lineatus* *Saxicava arctica*
Cardium edule *Nassa reticulata*
» *echinatum* *Scalaria communis*
» *exiguum* *Eulimella nitidissima*
Tapes aureus, var. *eemiensis* *Littorina littorea*
» *decussatus* *Hydrobia ulvae*
Gastrana fragilis *Turritella terebra*
Corbula gibba *Haminea navicula* usw.
Syndesmya ovata

Die Eemfauna von Stensigmoos auf Broacker ist ebenso wie

die meisten dänischen Vorkommen nur eine glazial verschleppte Scholle. In tieferen Partien überwiegen hier sandige Bildungen; der Tapessand[1]) enthielt:

Ostrea edulis	*Tellina baltica*
Mytilus edulis	*Corbula gibba*
Lucina divaricata	*Zirphaea crispata*
Cardium edule	*Nassa reticulata*
» *echinatum*	*Eulimella nitidissima*
» *exiguum*	*Littorina littorea*
Cyprina islandica	*Hydrobia ulvae*
Dosinia lupinus	*Haminea navicula* u. a. m.
Tapes aureus, var. *eemiensis*	

Anstehend ist dagegen die Eemfauna der Insel Langeneß südlich von Föhr; hier wurden nach Wolff (1108) in einem tonigen Sand bei 17,20—19,45 m Tiefe *Tapes senescens, Ostrea edulis, Nassa reticulata, Bittium reticulatum* u. a. gefunden.

Die Ablagerungen vom Reitmoor südwestlich von Rendsburg am Kaiser-Wilhelm-Kanal hält Zeise (1111) für altalluvial. Da sie aber neben *Cardium edule, Littorina littorea, Nassa reticulata, Bittium reticulatum* auch einen »außergewöhnlich großen« *Tapes aureus* enthielt, den Nordmann (1080) als var. *eemiensis* ansprach, so dürfte an der Zugehörigkeit dieser Schichten zur Eemfauna um so weniger Zweifel sein, als der erwähnte *Tapes* bisher niemals in alluvialen Ablagerungen gefunden ist. Über das Auftreten der lusitanischen Formen ist zu bemerken, daß sie sich z. T. recht zahlreich, z. T. aber auch nur in vereinzelten Exemplaren oder in Bruchstücken vorgefunden haben. Es kann daher nicht Wunder nehmen, daß manche marine Faunen diese Arten vollkommen entbehren, die sonst durchaus gemäßigten Charakter zeigen, wie z. B. die oben erwähnte Austernbank von Stade (S. 121), die hangenden Schichten von Burg (S. 122) und die *Turritella terebra*-Zone von Skaerumhede (S. 123). Hierher gehört auch die im tieferen Untergrund von Hamburg nachgewiesene Fauna, die u. a. enthielt *Ostrea edulis, Littorina littorea, Cardium edule, Tellina baltica, Cyprina islandica, Turritella terebra, Hydrobia ulvae, Mytilus edulis;* ferner der marine Ton von Glinde, den Schroeder u. Stoller (1092) beschrieben haben, mit *Ostrea edulis, Mytilus edulis, Cardium edule, Tellina baltica, Scrobicularia piperata, Littorina littorea, Balanus concavus, B.? Hameri.*

Man mag darüber streiten, ob diese und manche andere Ablagerungen (1094) zur Eemfauna zu ziehen sind oder nicht. Sicher ist aber hierher zu stellen das individuenreiche Vorkommen von Grünenthal am Kaiser-Wilhelm-Kanal, da hier neben *Ostrea edulis, Nassa reticulata, Cardium edule, Littorina littorea, Cerithium reticulatum, Mytilus edulis* auch *Tapes aureus*, var. *eemiensis* beobachtet wurde; letzterer wurde neuerdings auch auf Langeoog aufgefunden[2]).

[1]) Wohl zu unterscheiden von den ungleich jüngeren, alluvialen Tapesschichten.

[2]) (Gagel u. Schucht), Erl. z. Geol. Karte v. Preußen, Lf. 199, Bl. Baltrum. Berlin 1919. S. 20.

Bei Schwaan in Mecklenburg fanden sich in 60 m Tiefe unter mächtigen Tonmergeln und Sanden auch nur Sande mit *Cardium edule* und *Corbula gibba*. Trotz des Fehlens lusitanischer Formen ist einer der besten Kenner der Eemfauna, Gagel (1047), geneigt, in ihnen Reste der Eemfauna zu erblicken.

Stratigraphisch von Bedeutung ist, wie weiter unten ausgeführt wird, der Cyprinenton von Hiddensoe bei Rügen, der enthielt *Cyprina islandica*, *Corbula gibba*, *Cardium* cf. *edule*, *Nucula* sp., *Turritella terebra*, *Pecten opercularis*, *Mytilus edulis*, »*Fusus*« sp., ferner Fischwirbel und zahlreiche Foraminiferen: er entspricht nach Gagel durchaus der Eemzone. *Turritella* und *Pecten opercularis* weisen darauf hin, daß diese Tone in mindestens 18 m Tiefe abgesetzt wurden.

Sonst wurde in Pommern die Eemfauna noch in Belgard, wenngleich wohl verschleppt, sowie bei Kolberg (1040) angetroffen, doch deutet Berendt das letztere Vorkommen als Schiffsballast [1]).

In ungleich größerer Verbreitung ist die Eemfauna in Westpreußen und auch in Ostpreußen entwickelt.

Die ersten Funde aus Westpreußen stammen von Berendt (1030), der bereits im Jahre 1864 im unteren Weichseltal *Cardium edule*, *Tellina baltica*, *Venus virginea* (= *Tapes senescens*), *Nassa reticulata* und *Bittium reticulatum* entdeckte. Diese Serie wurde kurze Zeit danach noch erweitert durch Funde von *Cyprina islandica*, *Ostrea edulis*, *Corbula gibba*, *Mactra subtruncata* und *Scrobicularia piperata*. In einem zweiten Nachtrag führte Berendt (1033) noch *Mactra* sp., *Cardium echinatum* und *Scalaria communis* hinzu, doch handelt es sich in allen Fällen nur um verschleppte Formen. Überhaupt ist es schwierig, wenn nicht gänzlich unmöglich, in dieses Chaos Ordnung zu bringen, wie oben schon bei Besprechung des älteren Yoldiatones hervorgehoben wurde. Denn mit diesem steht die Eemfauna in engster Verbindung. Schmolz das Eis soweit zurück, daß das Klima günstiger wurde, so stellte sich alsbald wieder die gemäßigte Fauna der Eemzone ein. Wie oft das aber der Fall war, läßt sich nicht mehr trotz vieler Bemühungen feststellen.

Von den verschiedenen anderen Fundpunkten dieser Stufe sei nur noch der Totenberg bei Domachau (Danzig) hervorgehoben, der freilich mit + 165 m Meereshöhe eine wurzellose, verschleppte Scholle darstellt, aber durch seine Fauna Interesse erregt; der dort vorhandene Mergelsand lieferte in z. T. tadellosen, zweiklappigen Exemplaren:

Mytilus edulis	*Lucina divaricata*
Cardium edule	*Littorina littorea*
» *echinatum*	*Bittium reticulatum*
Tellina baltica	*Nassa reticulata.*
Corbula gibba	

Darunter lag ein gröberer, lehmiger nordischer Sand und Kies mit

Tapes senescens	*Cyprina islandica.*

Bemerkenswert ist diese Fauna durch das Auftreten der beiden

[1]) Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 54, 1902, S. 116.

lusitanischen Formen *Lucina divaricata* und *Tapes senescens*, von denen die erstere hier ihre Ostgrenze erreicht, während die andere noch weiter nach Ostpreußen hineingeht; alle übrigen Arten bleiben hinsichtlich ihrer Verbreitung weit hinter diesen beiden zurück (s. Textfig. 10).

An Bohrungen, die die Eemfauna geliefert haben, wären noch Stuhm und Dirschau zu nennen.

Bei den Aufschlüssen ist zu bemerken, daß diese Fauna zwar artenarm, aber z. T. ganz ungewöhnlich individuenreich ist. So sammelte Jentzsch (1066) in der Nähe von Mewe mindestens 10000 Conchylien, bei Kl. Schanz unweit Dirschau gegen 1200 Exemplare und bei Grünhof in der Nähe von Mewe noch über 1000 Stück.

Eine Scholle stellt schließlich auch das Vorkommen von Neudeck dar in + 114 m Meereshöhe mit einer individuenreichen Fauna:

Cardium edule
» *echinatum*
Tellina baltica
Mytilus edulis
Cyprina islandica
Nassa reticulata sowie Foraminiferen.

Neuerdings weist Jentzsch (1073) auch von Bl. Riesenburg *Tapes virginea* nach.

Ostpreußen ist ungleich ärmer an gemäßigten marinen Faunen. Saalfeld, Kr. Mohrungen, lieferte:

Mactra subtruncata
Cardium edule
» *echinatum*
Tellina baltica
Corbula gibba
Venus ?
Ostrea edulis
Nassa reticulata
Cerithium lima.

Wichtiger ist Kiwitten bei Heilsberg; der Mergelsand führte zweiklappige Exemplare von

Cardium edule
» *echinatum*
Mactra solida
» *subtruncata*
Tellina baltica
Tapes senescens
Nassa reticulata.

Nicht weit davon fand sich u. a. auch noch *Cyprina islandica*. Dieser Punkt ist der östlichste, bis zu dem ein Vertreter der lusitanischen Fauna vorgedrungen zu sein scheint.

Stratigraphie der Eemzone.

Mit Absicht sind die stratigraphischen Verhältnisse bis jetzt nicht berührt worden; sie müssen, um das Bild nicht zu verwirren, für sich gesondert behandelt werden, wobei eine teilweise Wiederholung der Fundorte unvermeidlich ist.

Geht man von Ostdeutschland aus, so liegt, wie oben ausgeführt ist, zwischen dem Tertiär und Diluvium die präglaziale Cardienbank, die neben anderen gemäßigten Elementen auch *Tapes senescens* führt. Denn eine Nachprüfung des Materials durch Nordmann und Harder ergab, daß der von Maas angeführte *Tapes* in der Tat der *Tapes aureus*, var. *eemiensis* ist. Daraus geht aber hervor, daß die älteste Eemfauna ein präglaziales Alter besitzt.

Es naht die Vereisung, durch deren wiederholte Vorstöße die gemäßigte Fauna zurückgedrängt und schließlich regional gänzlich vernichtet wurde. Aber vor dem jedesmaligen Eisrand lagerte sich der sogenannte ältere Yoldiaton ab mit den ihn bezeichnenden Einschlüssen. Wenn auch die Anzahl der Oszillationen sowie ihre Südgrenze in jedem einzelnen Fall kaum noch zu ermitteln ist, so haben doch die Untersuchungen vor allem im unteren Weichseltal ergeben, daß dieser Yoldiaton im allgemeinen recht tief im Diluvium auftritt. Die enge Verbindung dieses Yoldiatones mit Ablagerungen gemäßigten Charakters, wie man sie vorzüglich im unteren Weichseltal und weiterer Umgebung festgestellt hat, läßt darauf schließen, daß beide Formen annähernd gleichzeitig gelebt haben: vor dem Eisrand die des älteren Yoldiatones, in größerer, klimatisch nicht mehr abhängiger Entfernung vom Eisrand die sogenannte Eemfauna. Da die Unter- und Überlagerung beider Sedimente durch Moränen in jenem Gebiet tatsächlich wiederholt beobachtet ist und jene Ablagerungen in Ostdeutschland recht tief im Diluvium aufzutreten pflegen, so hat man die Eemfauna bei Annahme von drei getrennten Vereisungen durchaus folgerichtig in das ältere Interglazial gestellt (Gagel u. a.). Nun ist schon oben angeführt, daß der stratigraphische Wert der beiden Interglaziale bestritten wird, und es wird an Stelle getrennter Zwischeneiszeiten, die keinen durchgehenden, stratigraphischen Horizont bilden, eine ganze Anzahl von Schwankungen des Eisrandes angenommen, so daß demnach diese Teile der Eemfauna nach unserer Auffassung zum älteren Diluvium zu ziehen wären. Weiter nach Westen zu verschiebt sich aber das Bild, dort sind Absätze bekannt, die z. T. sicher nicht auf älteres, sondern im Gegenteil auf jüngeres Diluvium hinweisen, das ist vor allem der Fall auf Hiddensoe bei Rügen. Der z. T. recht gestörte Schichtenverband ist besonders eingehend und sorgfältig von Munthe (1083) untersucht. Danach treten dort drei Bänke von Geschiebemergel auf, von denen die mittlere nicht durchgeht, sondern eine Einlagerung in geschichteten Sanden darzustellen scheint. Unter allen drei Bänken ist aber jedesmal Cyprinenton entwickelt mit der oben angeführten Fauna, wobei es freilich wieder unsicher bleibt, ob nicht der Komplex des tiefsten Geschiebemergels mit dem unterlagernden Cyprinenton durch Rutschungen seine heutige tiefe Lage erhalten hat. Das eine ist aber unbestritten: der hangendste Geschiebemergel ist als jüngstes Diluvium zu deuten, so daß nach dem alten Schema dreier getrennter Eiszeiten mindestens das oberste Lager des Cyprinentones als sog. jüngeres Interglazial aufzufassen wäre. Munthe, der sich sehr vorsichtig über diese Verhältnisse äußert, warnt aber gleichzeitig davor, in den drei nachgewiesenen Geschiebemergeln Absätze dreier Eiszeiten zu erblicken; die Möglichkeit wäre freilich nicht in Abrede zu stellen, aber manches spräche dagegen. Er kommt zu dem Schluß, daß der hangendste Cyprinenton zum jüngeren Interglazial zu ziehen sei, die stratigraphische Stellung der tieferen marinen Tonbänke aber noch der Klärung bedürften.

Bei Hiddensoe wäre demnach ein Punkt vorhanden, bei dem ein Teil der Eemfauna sicher zum jüngeren Interglazial gehört, unbeschadet der Möglichkeit, daß tiefere Teile erstes Interglazial bezw. Präglazial sein könnten.

Ähnlich liegen die Verhältnisse bei Glinde; nach Schröder u. Stoller gehört der marine Ton mit gemäßigter Fauna, der unter Oberem Geschiebemergel ruht, zum jüngeren Interglazial, oder bei Annahme von nur zwei Eiszeiten in das Interglazial.

Über den Untergrund von Hamburg sind wir u. a. durch die Arbeiten von Gottsche unterrichtet. Nach dem von ihm (1057) aufgestellten Normalprofil gliedert sich das Diluvium daselbst in folgende Horizonte:

	mittlere Mächtigkeit in m
Decksand	2,0
Oberer Geschiebemergel (Moräne III)	3,5
Korallensand	25,0
Austernbank von Blankenese	bis 5,2
Oberer Bänderton	9,3
Unterer Geschiebemergel (Moräne II)	30,0
Mariner Interglazialton	20,0
Unterdiluvialer Ton	63,7
» Sand	81,3
Tiefster Geschiebemergel (Moräne I)	17,8.

Nimmt man, wie das vielfach geschieht, die drei Moränen als Vertreter von drei verschiedenen Vereisungen, so tritt eine gemäßigte Fauna, die Austernbank von Blankenese im jüngeren Interglazial auf, während der artenreichere marine Ton (vgl. S. 128) im Liegenden des Unteren Geschiebemergels älteres Interglazial repräsentieren würde. Es wären demnach hier in beiden Interglazialen gemäßigte Faunen entwickelt, die man trotz Fehlens ausgesprochen lusitanischer Formen als Eemfauna bezeichnen kann, doch gilt die Austernbank als verschleppt.

Bei Grünental liegt die gemäßigte Fauna mit *Tapes senescens* unter einem Geschiebemergel unbekannter Stellung; die Eemfauna selbst wird von Gagel (1047) zum ersten Interglazial gezogen.

Die Lagerungsverhältnisse von Tarbeck in Holstein sind ungewöhnlich gestört, doch nimmt Munthe (1083) an, daß der dortige Schalengrus (mit *Ostrea edulis*, *Mytilus edulis*, *Buccinum undatum*, *Hydrobia ulvae* u. a. m.) zum jüngeren Interglazial gehört. Ebenso ist die stratigraphische Stellung des Mytilustones und Cardiensandes von Lauenburg trotz heißen Bemühens noch nicht ohne Widerspruch gelöst. Nur das eine scheint sicher zu sein, daß die hier vorhandene gemäßigte Fauna ziemlich tief im Diluvium auftritt; sie wird von den meisten Forschern als Interglazial I aufgefaßt. In denselben Horizont wird von Schlunck (1089) die Eemfauna von Lübeck verwiesen mit *Cardium edule*, *Mytilus edulis*, *Tapes senescens*, *Nassa reticulata*, *Littorina littorea*, *Cerithium reticulatum*, Formen, die Friedrich (1041) bekannt gegeben hatte.

Aber noch weiter nach Westen und Norden ändert sich das Bild

abermals: die weiterhin entwickelten Faunen entbehren der Decke von Geschiebemergel, sie liegen ausschließlich unter mehr oder weniger mächtigen fluvioglazialen Sanden und Kiesen verborgen. Hierher gehört vor allem Tondern, dessen an lusitanischen Arten reiche Fauna oben (S. 127) auszugsweise angeführt wurde. Das Hangende der Eemzone besteht aus 10 m fluvioglazialer Sande und Kiese; die marine Fauna selbst wird unterlagert von einer 22 m mächtigen Moräne, die nach Gagel (1047) Unterer Geschiebemergel ist.

Dieselben Erscheinungen machen sich auch nördlich und südlich davon geltend, nämlich bei Mandö Höllade, auf Langeness und unweit Rendsburg.

Bei Mandö Höllade in Südjütland trafen zwei Bohrungen die Eemfauna unter Alluvium und fluvioglazialen Sanden an in 15—25 bezw. 20,4—33,3 m Tiefe.

Auf Langeness südlich von Föhr lag die Eemzone bei 17,20—19,45 m unter Tage, gleichfalls von Alluvium und Fluvioglazial bedeckt, und im Reitmoor südöstlich von Rendsburg unter 2—3 m Alluvium.

Übereinstimmend wird der primäre Charakter der Faunen hervorgehoben.

Für die stratigraphische Auswertung ist aber das Liegende der Eemzone von Wichtigkeit. Dieses besteht bei Mandö Höllade aus einer Wechsellagerung von Geschiebemergel mit fluvioglazialen Sanden und Kiesen, bei Tondern aus einer recht mächtigen Grundmoräne, bei Langeness ebenfalls aus Geschiebemergel (28,50—31,25 m) und beim Reitmoor aus Grundmoräne, die z. T. noch eine Bedeckung von diluvialem Sand trägt. Diese Grundmoränen, die in allen vier Fällen die Eemfauna unterteufen, können natürlich nicht die jüngste Vereisung repräsentieren, da ja dann die Eemfauna postglazial sein würde. Sie ist auf Langeness durch Wolff als Unterer Geschiebemergel, als Grundmoräne der sog. zweiten Vereisung aufgefaßt, so daß die Eemfauna demnach in diesem ausgedehnten Bezirk zum jüngeren Interglazial gehören würde. Auch in den Niederlanden fehlt im Hangenden der an lusitanischen Arten reichen Fauna die Grundmoräne, die aber im Liegenden dieser Stufe entwickelt ist. Die Eemzone selbst wird überlagert von Rheinsand, der der Niederterrasse angehört; die Fauna wird daher von Tesch, Lorié usw. gleichfalls in das letzte Interglazial gestellt.

Überblickt man die stratigraphischen Verhältnisse der Eemzone, so ergibt sich folgendes:

Die älteste gemäßigte Fauna tritt in der sog. Cardienbank Ostdeutschlands auf, die zwischen Tertiär und Diluvium ruht; sie wurde aus stratigraphischen Gründen besonders behandelt. Die Fauna führt bereits *Tapes senescens*, ist also als echte Eemfauna anzusprechen: die älteste Eemfauna ist präglazial.

Vorzüglich im Gebiet der unteren Weichsel tritt tief im Diluvium golfartig eine ausgedehnte Ablagerung von Eemcharakter auf mit *Tapes senescens* und *Lucina divaricata*: in dieser Gegend besitzt die Eemfauna ein altdiluviales Gepräge.

In Nordhannover, Schleswig-Holstein usw. finden sich gemäßigte Faunen teils im älteren, teils im jüngeren Diluvium. In Südjütland und in Schleswig-Holstein, vor allem aber auch in Holland fehlt die Bedeckung der Eemfauna durch Moränen; die Eemfauna dieser Gebiete gehört zum jüngeren Diluvium.

Danach ergibt sich, daß die Eemfauna im Präglazial sowie durch das ganze Diluvium verbreitet ist — sofern ihre Ablagerung klimatisch möglich war — und keinen bestimmten stratigraphischen Horizont darstellt. Dieser Auffassung ist ja schon insoweit von den einzelnen Forschern Rechnung getragen, als die einen sie als präglazial (Maas), die anderen als Interglazial I (Gagel, Keilhack) und noch andere als Interglazial II auffassen (Tesch, Wolff, Schucht).

Es muß noch hervorgehoben werden, daß schon Gagel (1049) zuletzt die Möglichkeit betont, die Faunen könnten im Westen und Osten ein verschiedenes Alter besitzen.

Neuerdings bezweifelt übrigens W. Wolff[1]) das ausschließlich diluviale Alter der Eemschichten, da er geneigt ist, die Tapes-Schichten der Eiderförde und vielleicht auch der Gelderschen Vallei für postglazial anzusehen, eine Ansicht, mit der er ziemlich vereinzelt dastehen dürfte.

Untersucht man die Eemfauna in ihrer Beziehung zum Pliocän Hollands, Englands und Belgiens, so ergibt sich an der Hand der vorzüglichen Arbeit von Tesch (993), daß sich von den dort angegebenen 248 pliocänen Arten noch 38 = 15,3 % in der Eemzone vorfinden. Von alten Bekannten seien angeführt:

	Unterpliocän	Mittelpliocän	Oberpliocän
Pecten opercularis	—	—	X
Ostrea edulis	X	X	X
Mytilus edulis	X	X	X
Lucina divaricata	—	—	X
Cardium edule	X	X	X
» *echinatum*	—	X	X
Cyprina islandica	X	X	X
Dosinia lupinus	X	X	X
Tapes pullastra (= senescens)	?	X	X
Tellina baltica	—	—	X
Mactra subtruncata	X	X	X
Saxicava arctica	X	X	X
Corbula gibba	X	X	X
Mya truncata	X	X	X
Littorina littorea	—	—	X
Hydrobia ulvae	—	X	X
Turritella terebra	?	X	X
Aporrhais pes pelicani	X	X	X

[1]) Über Glazial und Interglazial in Norddeutschland. Congr. Géol. Intern. XII. Canada 1913, S. 9 u. 11.

Hieraus folgt aber, daß die Eemfauna zu einem erheblichen Teil als Reliktenfauna aufzufassen ist, die u. a. durch vereinzelte lusitanische Zuwanderer ergänzt wurde. Dabei ist es wohl kein Zufall, daß die beiden am meisten ostwärts verbreiteten Formen (*Tapes senescens* und *Lucina divaricata*) bereits im Pliocän Englands bezw. Hollands bekannt sind. Sie brauchten deshalb nicht allzuweit ostwärts zu wandern, da sie schon im Pliocänmeer jener Gebiete lebten. Anders die übrigen sechs angeführten wichtigeren Formen; sie drangen erst zur Diluvialzeit ziemlich gleichzeitig aus weit südlicher gelegenen Gebieten vor und konnten daher sämtlich aus Mangel an Zeit den Meridian von Langeland nicht erheblich überschreiten.

Historisch betrachtet zeigt sich, daß sich auf den älteren Yoldiaton und die Eemfauna im Osten des Vaterlandes etwa zur mittleren Diluvialzeit das oszillierend vordringende Inlandeis mit immer größerer Mächtigkeit auflegte und beide Sedimente durch ihre Schuttbildungen verhüllte. Da die diluviale Depression in jener Gegend eine Südgrenze besitzt, konnte schließlich die Eemfauna nicht mehr ausweichen, sie wurde vernichtet oder weiter nach dem Westen zu abgedrängt. Hier hat sie sich infolge ihrer Verbindung mit dem offenen Meer längere Zeit gehalten, und zwar bis ziemlich hoch in das jüngere Diluvium hinein (»jüngeres Interglazial«).

Mit der Eemfauna sind ähnlich wie beim älteren Yoldiaton Süßwasserbildungen vielfach verknüpft.

Der meist stark gestörte Schichtenverband läßt eine Entscheidung über die Frage nicht immer zu, ob im einzelnen diese Süßwasserablagerungen schon bestanden, als der Boden marin oder glazial aufgearbeitet wurde, oder ob ihre Bildung auf eine Landhebung hindeutet.

Löcher von Bohrmuscheln in silurischen Kalkgeschieben von Rügen und Stettin könnten wohl mit dem oszillierend vordringenden Meer des Diluviums in Verbindung stehen (1037).

Der spätglaziale, sog. jüngere Yoldiaton weist auf eine gewaltige flächenhafte Bodensenkung hin, die vornehmlich Teile von Jütland und Südschweden, aber auch von Westrußland (Dagö, Ösel) ergriffen hat. Die Fauna besteht vor allem aus *Yoldia arctica*, *Saxicava rugosa*, *Modiolaria discors*, *Tellina calcarea*. *T. Torelli*. Der dann folgende Zirphaea-Sand zeigt ein wesentlich günstigeres Klima an und eine weit vorgeschrittene Hebung des Landes. Bezeichnende Formen sind *Zirphaea crispata*, *Saxicava rugosa*, *Mya truncata*, *Tellina baltica*, *T. calcarea*, *Astarte sulcata*, *A. borealis*, *Cyprina islandica*. *Mytilus edulis* u. a. m.

Mächtigkeitstabelle.

Die ungefähren Maximalmächtigkeiten des marinen Tertiärs und Diluviums sind in folgender Tabelle zusammengefaßt.

Norddeutschland, Dänemark, Niederlande m		Süddeutschland, Schweiz m
155	Marines Diluvium	—
330	» Pliocän	—
360	» Miocän	über 3000 *)
über 450	» Oligocän	
270 (365?)	» Eocän	
200	» Paleocän	—

*) Einschließlich der Süßwasser- und brackischen Absätze.

Kurze Übersicht über die vulkanischen Erscheinungen.

Überblickt man noch kurz die wichtigsten Erscheinungen der vulkanischen Tätigkeit in der Tertiärperiode und im Diluvium, so ist jene in Europa eigentlich immer recht rege gewesen, wie die folgende Tabelle (S. 137) zeigt.

Antonie Täuber (753) hat sich der interessanten Aufgabe unterzogen, nachzuprüfen, ob die tertiären Vulkane zu der Lage der damaligen Meere oder großen Seen in irgend einer Beziehung stehen. Sie behandelt dabei Ungarn und Steiermark, Böhmen, das Zentralplateau von Frankreich sowie Deutschland. Das Ergebnis ist ziemlich negativ, es zeigt sich, daß — abgesehen von Ungarn — das Eindringen von Meereswasser als Ursache der vulkanischen Erscheinungen nicht in Frage kommen kann. Die Eruptionen sind vielmehr an die Zerrüttungszonen gebunden: »Das Auftreten der Vulkane an und in Senkungsfeldern erklärt ihre häufige Lage an und im Meer; denn dieses erobert eine Senke, wenn die eustatischen Bewegungen einer Überflutung günstig sind und kein Gebirge den Zugang hemmt. Diese Bedingungen waren bei den hier untersuchten Gebieten nur in Ungarn erfüllt. Der Zusammenhang zwischen Meer und Vulkan ist in diesem Falle nur der einer gemeinsamen Abhängigkeit von der Tektonik.«

Das sind aber Anschauungen, denen man abgesehen von den wohl ziemlich aufgegebenen eustatischen Bewegungen nur zustimmen kann.

Vielfach haben, was paläogeographisch von Bedeutung ist, die Eruptionen in größerem Umfang festes Land geschaffen. Für das Tertiär sei da z. B. an Island erinnert, für das Quartär an den Vesuv. Hier umschließen [1]) am Monte Somma aus Sandstein, Mergel und Ton bestehende Auswürflinge eine reiche marine Fauna (über 100 Arten), die sämtlich noch jetzt im Mittelmeer leben und keinen pliocänen Charakter tragen.

Über das Wandern der Eruptionstätigkeit s. S. 156.

[1]) W. Deecke, Geologischer Führer durch Campanien. Berlin 1901, S. 49.

Geologische Formation	Eruptiva	Beginn der Eruption (Nach K. Schneider, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Berlin 1911. S. 160—161.)	im
Diluvium	Basalte, Phonolithtuffe, Bimsstein, Traß, Lava und Schlacken des Laacher Seegebietes. — Jüngere Eruptionsperiode auf Island	Freudentaler und Laacher Vulkane, Kammerbühl, Rehberg, Puy de Dôme	Pleistocän
Pliocän	Oberpliocäne Basalte von Frankfurt a. M.	Puy de Dôme, Domvulkane d. Auvergne	Oberpliocän
	Wechsel von Basalt und Traß mit ihren Tuffen am Vogelsberg	Eifel, Mt. Dore	Unterpliocän
Miocän	Andesitausbrüche im Ungar. Mittelgebirge vom Ende des unteren Mediterrans bis zum Ende des Tertiärs Obermiocäne Basalte, Phonolithe usw. des Hegaues[1]) und der Gießener Gegend Daciteruptionen im unteren Sarmat von Siebenbürgen Dacittuffe im obersten Mediterran Siebenbürgens Mittelmiocäne und jüngere Ergüsse des Vogelsberges usw.	Westerwald, Hegau	Obermiocän
	Tuffmaare der Schwäbischen Alb Andesite im Ungarischen Mittelgebirge zwischen der I. und II. Mediterranstufe Jüngere, untermiocäne Eruptionen des Böhmischen Mittelgebirges	Kasseler Vulkane, Urach, Kaiserstuhl(?) Limogne	Mittelmiocän
	Asche, Lapilli und Dolerite in Frankfurt a. M. zwischen Cerithien- und Hydrobien-Schichten	Siebengebirge, Knüllberge, Duppauer Berge, Ries	Untermiocän
Oligocän	Ältere, oberoligocäne Eruptionen des Böhmischen Mittelgebirges	Plomb du Cantal	Oberoligocän
	Mitteloligocäne Ergüsse des Kaiserstuhls Unteroligocäne Basalttuffe des Vicentinischen Gebirges	Vogelsberg, Rhön, Leitmeritzer Gebirge	Unteroligocän
Eocän	Trachyte im obereocänen Nummulitenkalk des Ofen-Kovácsier-Gebirges Mitteleocäne (?) vicentinische Basalte Untereocäne Basalte von Schonen, auf Island, den Faröer-Inseln und in Südwest-Grönland; Basalttuffe in Norddeutschland und Dänemark. — Euganeen (Beginn der Eruptionen)		
Paleocän	Oberpaleocäne Basalttuffe von Spilecco (Oberitalien)		

[1]) Anm. während des Druckes.

Soeben ist eine Arbeit von H. Reck und W. O. Dietrich erschienen (Ein Beitrag zur Altersfrage der Hegau-Basalt-Vulkane; Zentralbl. f. Min. usw. 1922, S. 139—148), in der gezeigt wird, daß nach einer Eruptivphase explosiver Tätigkeit im Mittelsarmat ein Neuaufleben des Vulkanismus im oberen Sarmat stattfand, das sich bis in das Pliocän hinein erstreckt.

Wir stehen am Ende einer langen Wanderung, die doch geologisch gesprochen nur eine kurze Spanne Zeit umfaßt, und da drängen sich mit aller Gewalt mehrere Grundfragen der Geologie auf: Welches sind die Ursachen der epirogenetischen und orogenetischen Bodenbewegungen; in welcher Beziehung stehen Vulkanismus und Tektonik zueinander? Besteht die Behauptung einer Permanenz der Ozeane zu Recht, und woher kommt die Veränderung der Tierwelt, die zu Beginn der einzelnen geologischen Stufen oft ziemlich unvermittelt auftritt?

Tektonik.

Epirogenese.

Πάντα ῥεῖ.

Nach den geschilderten Verhältnissen sind im Tertiär und Diluvium Deutschlands vier große Transgressionen zu verzeichnen, die sich bemerkbar machten zu Beginn:

1. des Paleocäns,
2. des Unteroligocäns,
3. des Mittelmiocäns und
4. des Diluviums.

Das wären die Bodenbewegungen während dieser Zeit in den allergröbsten Zügen.

Im einzelnen sind die tektonischen Vorgänge aber ungleich zahlreicher und verwickelter, vor allen Dingen auch an keinen bestimmten Formationsabschnitt gebunden, sondern stets und zu jeder Zeit wirksam, wenn auch mit durchaus verschiedenem Ausmaß.

Betrachtet man zunächst die Transgression zu Beginn des Tertiärs, die ein tiefpaleocänes Alter besitzt, so ist es klar, daß sie durch eine ausgedehnte, flächenhafte Landsenkung bedingt war, die unmerklich einsetzte und sich im Laufe der Zeit weiter geltend machte. Wie schon in der Arbeit angedeutet, erlaubt der heutige Stand unserer Kenntnis dieser Formation nicht, die verschiedenaltrigen Stufen derselben in Deutschland zu rekonstruieren. Da würde sich mit allergrößter Wahrscheinlichkeit ergeben, daß sich — analog anderen Ländern, vorzüglich Belgien — die einzelnen Unterabteilungen räumlich nur bis zu einem gewissen Grade decken, daß also die Meere jener Zeit jedesmal eine verschiedene Begrenzung besessen haben. Das würde natürlich wieder auf Bodenbewegungen hindeuten, durch die eine verschiedene Verteilung von Land und Wasser bedingt wäre.

Klarer sieht man diese Vorgänge, wenn man das marine Verbreitungsgebiet vom Untereocän mit dem des Paleocäns vergleicht. Jetzt hat das Meer des Untereocäns augenscheinlich nach Süden zu an Ausdehnung gewonnen, gleichzeitig aber im Osten des Vaterlandes an Raum verloren. Daraus folgt, daß für größere, zwischen beiden Bezirken liegende Gebiete (Schleswig-Holstein, Nordhannover, Mecklenburg) beide Meere transgressionslos in einander übergehen.

Die eben angedeutete flächenhafte Hebung des Landes im Osten hat zur Mitteleocän-Zeit schnell Fortschritte gemacht, das Meer wird aus Deutschland fast ganz verdrängt und hat nur noch in Teilen von Holland (Drenthe) und in Belgien Spuren hinterlassen. Auch bei diesem Vorgang ist ebensowenig wie sonst irgend eine Gesetzmäßigkeit zu erkennen, die Verteilung von Land und Wasser verläuft jedesmal gänzlich unregelmäßig.

In wiederum völlig abweichender Weise greift das Meer zur Obereocän-Zeit vom Westen her ein, durch langsame Bodenbewegungen veranlaßt. Aber auch im Osten bildet sich vielleicht gleichzeitig ein Meer heraus, wenn man die »Grauen Letten« von Jentzsch diesem Formationsabschnitt zurechnet. Beide Bodensenkungen streben nun aber annähernd geradlinig aufeinander zu, was zur Folge hat, daß das Meer des Ostens und des Westens sich die Hand reichen und einen nicht sehr breiten, aber langgestreckten Kanal durch ganz Norddeutschland erzeugen, der indessen keine besonderen Tiefenverhältnisse aufweist. Die Landsenkung im Westen pflanzte sich aber nicht nur nach Osten, sondern gleichzeitig auch nach Westen weiter fort, so daß die marine Überflutung auch hier Platz greifen konnte: während dieser Periode wird zum erstenmal im Tertiär eine unmittelbare Verbindung des russischen mit dem belgischen Tertiär hergestellt, und das Tongrien inférieur läßt sich westwärts bis Ostende verfolgen. Ungleich verwickelter werden die Verhältnisse im Mitteloligocän. Zwar bleibt der Zusammenhang mit Belgien sowohl in Tongrien supérieur wie in Rupélien bewahrt, aber im Osten von Deutschland verdrängen aufsteigende Schwellen das Meer aus Ost- und Westpreußen. Gleichzeitig wird aber durch das Rheintal eine Verbindung mit dem helvetischen Meer hergestellt, die freilich nur kurze Zeit anhält. Denn durch eine beginnende doppelseitige Schwellenaufwölbung wird ein zentraler Teil des Meeres im Rheintal abgeschnürt und muß nun der Aussüßung verfallen. Diese wird aber, wie schon Kinkelin erkannt hat und neuerdings Wenz[1]) hervorhebt, ziemlich rasch erfolgt sein, denn die Cerithien, die sich in der nach ihnen benannten Stufe noch bis zuletzt zu Tausenden vorfinden, sind bereits in den unteren Hydrobienschichten spurlos verschwunden.

Im Rheintal haben sich aber die ersten schwachen Bodenbewegungen im Tertiär sicher schon zur Eocänzeit vollzogen, darauf deuten die zahlreichen, wenn auch meist kleineren Vorkommen von Süßwasserabsätzen aus dieser Periode, die hier und da auch Braunkohle führen. Ausgedehnter sind die gleichaltrigen limnischen Ablagerungen in den Braunkohlenmulden von Aschersleben, Egeln und Helmstedt, die ein hercynisches Streichen besitzen. Daß auch manche der in der Kasseler Gegend unter dem Rupelton liegenden Süßwasserbildungen sowie schließlich möglicherweise der Thorner Ton dieser selben Periode angehören, ist bereits oben kurz angedeutet. Auf alle

[1]) Die unteren Hydrobienschichten des Mainzer Beckens, ihre Fauna und ihre stratigraphische Bedeutung. Notizbl. d. V. f. Erdk. u. d. Großh. Geol. Landesanst. Darmstadt f. 1911. IV. Folge. 32. Heft, S. 175.

Fälle geht aus diesen Beispielen hervor, daß Bodenbewegungen zur Eocänzeit auf dem festen Lande in Deutschland mit Sicherheit in erheblicher Verbreitung nachzuweisen sind, wenngleich bei den drei eben genannten Braunkohlenmulden eine Entstehung durch teilweise Auslaugung permischer Salzlager nicht ausgeschlossen erscheint.

Ungleich verwickelter wird das Bild im Unterelsaß, wie neuere Untersuchungen dargetan haben. Hier ist bereits wohl tief im Unteroligocän ein mariner Einschlag unverkennbar, der doch nur durch flächenhaftes Einsinken von Land bedingt sein kann. Aber es ist, als ob der Boden auf und ab tanze, denn die Anhydritführende Kalkmergelzone (s. S. 40) führt wiederholte Einschaltungen von Süßwasserbänken, die vielleicht auf eine, wenn auch wohl unbedeutende Landhebung hinweisen. Dadurch wurden die marinen Becken vom Hauptmeer abgeschnürt und verfielen der Aussüßung. Es ist also ein fortgesetzter Kampf entbrannt zwischen limnischen Seen und golfartig vorstoßender Meeresüberflutung, bei dem einmal die Süßwasserbildungen vorherrschen, das andere Mal das Meer Sieger bleibt. Rein räumlich betrachtet ist die Auswirkung dieser Bodenbewegungen freilich nicht sehr erheblich, diese Oszillationen der Erdrinde bilden in dieser Gegend meist nur kleinere oder größere Becken von beschränkter Ausdehnung heraus, größere Faltenwürfe scheinen damals zu fehlen, und die marinen Absätze tragen daher zumeist küstennahen Charakter.

Offenbar hängt aber mit Bodenbewegungen auch die Ausbildung der Salzlager im Oberelsaß zusammen, die auffallenderweise vorwiegend in Form von reinem Sylvin auftreten, der mit dünnen Steinsalzbänken wechsellagert. Zu ihrer Erklärung hat Höhne eine eigene Theorie aufgestellt, wonach es sich möglicherweise um Umlagerungen aus älteren Schichten dieses Bezirkes handelt, die natürlich auch nur durch tektonische Prozesse bedingt gewesen sein können.

Auch die weitere Entwicklung im Unterelsaß weist auf fortgesetzte Bodenschwankungen hin, es sei u. a. auf die Einschaltung einer Mytilusbank in den Süßwasser- oder brackischen Schichten der sog. Unteren Bituminösen Zone verwiesen, sowie auf Mergelbänke mit *Corbula*, *Cyrena*, *Mytilus* und *Hydrobia*. Auf örtliche Zunahme des Salzgehaltes deuten Anhydritknöllchen und Gips. Dasselbe wechselvolle Spiel zeigt sich in der weiteren Entwicklung des Oligocäns, denn die Versteinerungsreiche Zone ist überwiegend marin entwickelt, während sich bei der darüber liegenden sog. Oberen Bituminösen Zone deutlich eine Regression des Meeres kundtut, die allerdings alsbald wieder durch marine Überflutung abgelöst wird.

Es wäre zu ermüdend, wenn man Schicht für Schicht das fortgesetzte Wechselspiel von Süßwasser-, brackischen und marinen Ablagerungen im einzelnen verfolgen wollte. Um die Kompliziertheit der tektonischen Bewegungen zu zeigen, ist es nötig, noch darauf hinzuweisen, daß hier nicht nur facielle, faunistische und petrographische Unterschiede in vertikaler Richtung bestehen, sondern auch in horizontaler, d. h. es ruhen regional Süßwasserbecken neben marinen Sedimenten.

Daß es auch im Mitteloligocän Norddeutschlands an Krustenbewegungen durchaus nicht gefehlt hat, geht schon aus dem Auftreten von Geröll-Lagen an der Basis des Septarientones im Bereich des Magdeburger Uferrandes hervor (s. Textfig. 7). Aber es scheint doch, daß während dieser Periode in größeren Gebieten etwas mehr Ruhe geherrscht hat mit Ausnahme des Mainzer Beckens. Hier lassen sich tektonische Vorgänge schon im Mitteloligocän dadurch nachweisen, daß die sandige Facies zentral in eine tonige übergeht, ein deutliches Zeichen einer sich einstellenden, aber nur regional verbreiteten Bodensenkung.

Betrachtet man den nun folgenden Cyrenenmergel genauer, so hat man hier ein äußerst wechselndes Bild von fortgesetzten kleinen Krustenbewegungen vor sich. Das geht nicht nur aus den sandigen Einlagerungen vornehmlich der unteren Abteilung hervor, sondern auch aus dem hangenden Teil des Cyrenenmergels, der durch seinen brackischen Einschlag eine wenn auch vorübergehende leichte Hebung des Bodens zu erkennen gibt.

Der doppelseitigen Abschnürung des Cerithienmeeres ist bereits oben gedacht. Aber auch nach erfolgter Aussüßung dieses Reliktensees hören die Bodenbewegungen in jener Gegend keineswegs auf, wie die zahlreichen, stets durch Rindenbewegungen bedingten Stufen des Miocäns und Pliocäns dartun.

In ähnlicher, aber im einzelnen etwas abweichender Weise äußern sich Schwankungen der Erdrinde weiter nördlich in Hessen usw., und es scheint, daß dieser ganze annähernd nord-südlich streichende Strich des Rheintales und seines nördlich gelegenen Vorlandes in erheblichem Maße tektonisch bevorzugt worden ist.

Betrachtet man die Verhältnisse im oberrheinischen Becken in großen Zügen, so folgen auf eocäne Süßwasserkalke brackische Bildungen des Unteroligocäns, die rein marinen Absätzen des Mitteloligocäns Platz machen; danach erscheinen wieder Brackwassersedimente, die von miocänen Süßwasserbildungen überlagert werden. Das ist das, was Deecke einmal (Z. d. D. Geol. Ges. 68, 1916, S. 380) als »symmetrische Regression« bezeichnet hat.

Derartige Wechsellagerungen von limnischen und marinen Schichten weisen nun durchaus nicht mit Notwendigkeit auf einen Wechsel von Hebung und Senkung hin. Es kann sich vielmehr in manchen Fällen um eine andauernde Senkung handeln, nämlich dann, wenn bei dem Einsinken größerer Räume unter gleichzeitiger Heraushebung benachbarter Gebiete der Punkt relativer Ruhe, der Drehpunkt (wenn der Ausdruck erlaubt ist) sich meereinwärts verschiebt. In diesem Falle wird es zur Ablagerung von limnischen Absätzen kommen, die bei weiterem Einsinken von Falten größter Wurfweite und bei gleichzeitiger Verlegung des Drehpunktes nach dem Landinneren zu nunmehr die Bildung mariner Absätze veranlaßt. Hierbei ist also auf eine Regression des Meeres eine Transgression erfolgt, und trotzdem ist die Muldenbildung weiter fortgeschritten. Diese Ablösung einer negativen Strandbildung durch eine positive bei gleich-

zeitigem weiteren Absinken großer Räume wird am besten durch die von Stille[1]) entlehnte Figur (11) illustriert.

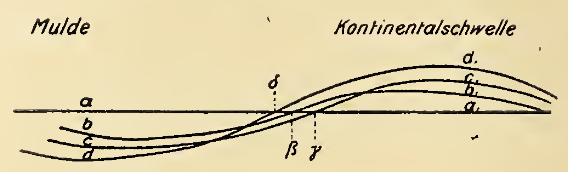


Fig. 11. Evolutionsumkehrungen.

Die gewaltige Regression des Meeres nach der Oberoligocänzeit ist bekannt, eine weitausgedehnte flächenhafte Bodenerhebung beschränkt das Meer zur Untermiocänzeit in Deutschland fast gänzlich auf Teile von Schleswig-Holstein. Daneben machen sich aber gleichzeitig eine Unsumme kleinerer Einfaltungen der Erdrinde bemerkbar, in denen sich limnische Absätze niederschlugen, das sind u. a. die verschiedenen Braunkohlenbildungen, die ein miocänes, genauer in manchen Fällen untermiocänes Alter besitzen. Denn bei Besprechung des Untermiocäns von Holstein usw. hatte sich ergeben, daß sich über marinem Untermiocän in einer weithin zu verfolgenden Zone limnische Bildungen z. T. mit geringmächtigen Braunkohlenflözen einschalten, die ihrerseits an zahlreichen Stellen von marinem Mittelmiocän überlagert werden. Aber, wie eben ausgeführt ist, diese Schwankungen des Meeres in der Küstenzone brauchen durchaus nicht auf ein Auf- und Absteigen des ganzen Landes zurückgeführt zu werden, sondern können sich auch bei fortgesetzter Senkung der Küste vollziehen.

Die dritte Transgression zu Beginn des Mittelmiocäns ist genau durch dieselben Ursachen bedingt wie die beiden in der Zeit vorhergehenden des Paleocäns und des Unteroligocäns, es sind sinkende Sedimentationsräume von erheblichem Umfang. Weitere tektonische Vorgänge verschieben das Bild zur Obermiocänzeit, auf die im Pliocän eine Periode aufsteigender Schwellen folgt, wodurch das Meer fast ganz aus Deutschland verdrängt wird. Wie aber ein Blick auf die Karte lehrt (Taf. 11), fehlt es in allen drei Stufen des Pliocäns durchaus nicht an Bodenbewegungen, nur sind die dadurch hervorgerufenen Transgressionen und Regressionen im Bereich der untersuchten Gebiete von ziemlich untergeordneter Bedeutung.

Durch nichts wird aber die ungeheure Beweglichkeit der Erdrinde, das Schwingen der elastischen Oberfläche, besser illustriert als durch Betrachtung der zahlreichen, schnell aufeinander folgenden marinen Tertiärstufen in Belgien (Taf. 13 u. 14). Es ist tatsächlich so, als ob der Boden fortgesetzt auf und ab tanze, und doch ist davon in Wirklichkeit nicht immer die Rede. Denn die Sedimente der einzelnen Horizonte wandern meist samt und sonders allmählich in die Tiefe unter gleich-

[1]) H. Stille, Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdrinde. Antrittsvorlesung. Leipzig 1913. S. 18.

zeitiger Heraushebung benachbarter Gebiete und werden immer wieder von jüngeren Absätzen bedeckt, so daß sich schließlich durch Summierung der Zonen eine recht stattliche Gesamtmächtigkeit der gesunkenen Becken ergibt.

Die Entwicklung des Tertiärs in Belgien zeigt daher das Bild der Epirogenese sozusogen in Reinkultur, und es mag noch besonders hervorgehoben werden, daß sich diese tektonischen Vorgänge völlig freischwebend abgespielt haben, d. h. die Faltungen sind niemals zwischen relativ stabilen Massen eingeklemmt gewesen. Infolgedessen fehlen diesen Erscheinungen auch echte Verwerfungen, und es bleibt, worauf Stille mit Recht ganz allgemein hinweist, das Gefüge des Untergrundes intakt erhalten (Z. d. D. Geol. Ges. 71, 1919. S. 195).

Bei uns in Deutschland kennt man vor allem im Alttertiär eine derartige feine Gliederung wie in Belgien nicht oder noch nicht. Im übrigen spielen sich aber auch hier die gleichen Vorgänge ab wie in Belgien: große Erdräume sinken langsam ein, und durch aufsteigende Bodenschwellen wird Festland erzeugt und auf kürzere oder längere Zeit dem Meere entrissen. Häufen sich die säkular einsinkenden Sedimentationsräume in ein und derselben Gegend an, so wird schließlich ein recht stattliches Ausmaß von Absätzen erzeugt: die Mächtigkeit der Molasse beträgt nach A. Heim nahe dem Gebirgsrand 2500 m, ja an manchen Stellen über 3000 m, die des eingesunkenen Tertiärs im Rheintal macht bis zu 1500 m aus, und die Bohrung Wöhrden in Holstein hat mit 880 m Tiefe das Paleocän noch nicht durchsunken.

Es ist unnötig hervorzuheben, daß sich analoge Vorgänge auch außerhalb des Meereseinflusses abgespielt haben, d. h. auf dem Festland, wofür die Entwicklung des jüngeren Tertiärs im Mainzer Becken, die Entstehung der Braunkohlen im Eocän und Miocän u. a. m. beredte Beispiele darstellen. Selbst da, wo umfangreichere marine und limnische Produkte fehlen, machen sich weitspannende Flächenverbiegungen bemerkbar, es sei nur an die wiederholt betonte Aufwölbung von Schwarzwald und Vogesen erinnert.

Aus dem eben angeführten Zahlenwert bei der Bohrung Wöhrden kann man nun freilich nicht auf die Zeitdauer der Bodenbewegungen im einzelnen schließen, man kann nicht sagen: weil in ungefähr 15 Millionen Jahren die Grenze von der Kreide zum Tertiär bis in 900 m Tiefe verlagert wurde, beträgt die Absenkung in 150 Jahren nicht ganz 1 cm, denn das Einsinken ist wiederholt durch flache Aufwölbung unterbrochen und verläuft im einzelnen höchst unregelmäßig; nur das Endergebnis steht fest, und das auch nur für diesen einen Fall und für diesen einen Punkt. Denn in anderen Gegenden ergeben sich ganz andere Verhältnisse und infolgedessen auch ganz andere Werte, kurz und gut, es fehlt bei diesen tektonischen Vorgängen aber auch jede Spur von Gesetz und Regel, und zwar sowohl hinsichtlich der geographischen Lage des Senkungsbezirkes wie auch in bezug auf den Grad der Erscheinungen, und die Willkür herrscht ganz ausschließlich vor.

Bemerkt wurde schon oben die in Norddeutschland ziemlich weit eingreifende diluviale Depression, die zunächst Veranlassung gab zur Bildung des älteren Yoldiatones und der Eemfauna. Hier hatte sich bei der Stratigraphie der letzteren ergeben, daß sie sowohl dem älteren wie dem jüngeren Diluvium angehört und überall da auftreten konnte, wo Gelegenheit zu ihrer Bildung vorhanden war, d. h. in sämtlichen eisfreien Zeitläuften des Diluviums; sie ist also weder ausschließlich »älteres Interglazial« noch ausschließlich »jüngeres Interglazial«. Gleichzeitig mit der Ausbreitung der Eemfauna machte sich aber in Norddeutschland vielfach eine Bodensenkung bemerkbar, die zu einer diluvialen Transgression führte. Dabei zeigt sich nun ganz offensichtlich eine Verschiedenheit hinsichtlich des Eintrittes dieses Ereignisses. Denn in West- und Ostpreußen findet sich die Eemfauna meist recht tief im Diluvium (ganz abgesehen von der präglazialen Cardienbank), in Holland und Teilen von Schleswig-Holstein aber im jüngeren Diluvium, d. h. im Osten des Vaterlandes trat die Bodensenkung erheblich früher ein als im Westen. Sie begann im Anfang des Diluviums in Ost- und Westpreußen, glitt während der Höhe der Vereisung etwa auf Pommern und nördlich vorgelagerte Gebiete ab und zeigte sich am Ende des Diluviums in Schleswig-Holstein und Holland: das ausgesprochene Bild der zonaren Wanderung einer Gebirgsbewegung.

Zu dem völlig regellosen Verlauf dieser Bodenbewegung paßt recht gut die Ausdehnung dieser Erscheinung in Ostdeutschland und dem nördlichen Teil von Polen. Hier haben neuere Untersuchungen von Lewinski u. Samsonowicz[1]) ergeben, daß die diluviale Depression bis fast nach Warschau reicht (s. Fig. 9), die polnischen Vorkommen sind aber im Gegensatz zu den westpreußischen vollkommen frei von Fossilien, nirgends haben sich marine Tierreste in diesen Gebieten gefunden. Hier walten also dieselben Verhältnisse vor wie etwa in der Mark Brandenburg: als der Boden von Brandenburg, Pommern und Nordpolen unter dem Meeresspiegel lag, konnte trotzdem das Meer von diesen Gebieten keinen Besitz ergreifen, da das Inlandeis dem Meer bereits den Weg versperrt hatte. Es ergibt sich also daraus, daß genau wie in Brandenburg und Pommern die Bodenbewegung in Nordpolen noch während der ersten Eisinvasion anhielt. Sie pflanzte sich demnach nicht nur in westlicher Richtung, sondern zu gleicher Zeit auch, wenn auch in beschränkterem Umfang, nach Süden hin fort.

Bei weiterem Eindringen in die Materie zeigen sich aber auch hier noch kleinere Bewegungen. So weist in Dänemark (Langeland, Aerö) die Folge der Faunen auf eine Vertiefung des Eem-Meeres, also erneute tektonische Vorgänge hin; auf Brackwasserarten folgen Absätze des vertieften Wassers, in dem *Cardium edule* durch *C. echi-*

---

[1]) Oberflächengestaltung, Zusammensetzung und Bau des Untergrundes des Diluviums im östlichen Teil des nordeuropäischen Flachlandes. Towarz. Nauk. Warsz. 1918 (Polnisch und Deutsch).

natum abgelöst ist, *Mytilus* seltener wird und *Ostrea edulis*, *Cyprina islandica* sowie *Tapes senescens* zu bedeutender Größe heranwachsen.

Ferner wurde, wie oben (S. 123) ausgeführt ist, in der Bohrung Skaerumhede der untere Teil der *Turritella terebra*-Zone in 40—60 m, der obere in 60—80 m Tiefe abgelagert. Diese vorübergehende Vertiefung macht nun aber einer fortgesetzten Hebung Platz bis zum Portlandia-Ton, dessen hangender Teil einer Meerestiefe von nur 10 m entspricht. Schließlich deutet u. a. der Torf, den Schroeder u. Stoller (1092) bei Glinde unweit Ütersen (Holstein) über marinem Ton im »jüngeren Interglazial« nachwiesen, auf eine Zurückdrängung des Meeres infolge Landhebung hin, um ein Beispiel unter zahlreichen anzuführen.

Ein flächenhaftes Einsinken der Erdrinde stellt sich aber erneut nach Schluß der Eiszeit ein, denn vor allem in Vendsyssel, aber auch in Südschweden, sowie auf Ösel und Dagö usw. gerieten gewaltige Gebiete unter Bedeckung durch das Meer, das noch unter dem Einfluß des sich zurückziehenden Inlandeises stand und daher arktischen Charakter trug: es kam zur Bildung des sogen. jüngeren Yoldiatones. Danach erfolgte aber eine Hebung im größten Teil der Ostsee (*Ancylus*-Hebung), die eine Aussüßung der Ostsee zur Folge hatte; sie wurde von einer erneuten Senkung zur *Litorina*-Zeit abgelöst.

Verweilt man noch einen Augenblick bei der *Ancylus*-Hebung, so verlegt Keilhack[1]) in diese Periode seine drei verschiedenaltrigen Dünen in der Gegend von Swinemünde usw. Hier ist der Zusammenhang der Aufwehung mit der *Ancylus*-Zeit unverkennbar, denn die damalige Hebung erniedrigte gleichzeitig den Grundwasserstand, so daß nunmehr eine Ausblasung des Bodens erfolgen konnte.

Korn[2]) spinnt diesen Gedanken weiter fort und weist im Gebiet der Netze eine bis 12 m tiefe Ausfurchung des Tales nach, die doch nur dann möglich war, wenn der Grundwasserspiegel entsprechend tiefer lag, er verlegt daher die Auftragung der Flugsande ebenfalls in die Zeit der *Ancylus*-Hebung. Hier ist ein genetischer Zusammenhang zwischen Grundwassersenkung, d. h. Landhebung, sowie die danach erfolgte Auftragung der Dünen mit der *Ancylus*-Hebung nicht mehr mit Sicherheit zu erweisen, doch mögen beide Erscheinungen wenigstens annähernd zeitlich zusammenfallen. Es wäre daher auch möglich, daß man es hier mit einer selbständigen, von der eigentlichen *Ancylus*-Hebung unabhängigen Bodenaufwölbung zu tun hätte.

Erkennt man die Richtigkeit dieser Schlußfolgerungen an, so braucht man nur einen Schritt weiter zu gehen und kann behaupten: dort, wo scharf umrissene, geschlossene Dünengebiete von erheblicher Ausdehnung und Mächtigkeit vorhanden sind, muß eine Bodenerhebung erfolgt sein. Betrachtet man die Verbreitung größerer Dünengebiete,

---

[1]) K. Keilhack, Die Verlandung der Swinepforte. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, II, S. 209—244. M. 3 Taf. u. 3 Kärtchen.

[2]) J. Korn, Über Dünenzüge im Torfe des Netzetales bei Czarnikau usw. Ebenda f. 1916, II, S. 147—156. M. 2 Kärtchen und 1 Profil.

wie sie Keilhack übersichtlich zusammengestellt hat[1]), so sieht man, daß die Binnendünen den großen diluvialen Talzügen, Staubecken und Sandern folgen. Es müssen also hier in postglazialer Zeit größere oder kleinere Bodenerhebungen sich geltend gemacht haben, durch die eine Senkung des Grundwassers herbeigeführt wurde, die ihrerseits eine Auftragung der Dünen begünstigte. Selbstverständlich gilt diese Annahme nur für solche Dünengebiete, die sich wie in der Netzeniederung heute im Bereich des Torfes oder sonst nahe dem Grundwasserspiegel befinden, bei denen also gegenwärtig eine Ausblasung des Bodens unmöglich ist. Analoge kleine Krustenbewegungen werden sich natürlich auch außerhalb der Dünenverbreitung im Gebiet der Grundmoränenbildungen abgespielt haben, sind hier aber ungleich schwerer nachzuweisen.

Also auch in der Postglazialzeit zeigt sich eine fortgesetzte leichte Beweglichkeit der Erdhaut.

Möglicherweise sind durch derartige Krustenbewegungen auch die gelegentlich betonten Verbiegungen diluvialer Flußterrassen (z. B. der Hauptterrasse am Rhein) zu erklären, deren theoretische Bedingungen durch Siegert[2]) in klarer und anschaulicher Weise erörtert worden sind. Neuerdings gibt Boden[3]) tektonische Verlagerungen aus dem Pliocän von Lothringen bekannt, die durchaus in den Rahmen dieser Bewegungen fallen.

In recht bequemer Weise hat man versucht, die schild- oder blasenförmige Auftreibung, wie sie sich nach der Eiszeit in Skandinavien bis zu einem Betrage von etwa 275 m geltend machte, mit der Entlastung dieser Gebiete infolge der schwindenden Inlandeisdecke in Verbindung zu bringen. Aber ebensowenig wie u. a. die durch flache Aufwölbung der Erdrinde entstandene Trockenlegung größerer Gebiete vor allem im Mittel- und Obereocän, die negative Strandverschiebung gegen Ende der Oligocän- und Miocänperiode usw. irgend etwas mit dem abschmelzenden Eis zu tun haben, ist dieses zur Postglazialzeit der Fall; das Abtauen des Inlandeises und die Aufwölbung in Skandinavien sind Vorgänge, die rein zufällig annähernd (wenn auch nur recht annähernd!) zeitlich zusammenfallen, aber genetisch nichts miteinander zu tun haben.

Ebenso ist es eine völlige Verkennung der Tatsachen, wenn man gar versucht, gegenwärtige Küstenverschiebungen in Norddeutschland noch auf das Konto der durch Abschmelzen des diluvialen Eises auftauchenden Kontinente zu setzen; ist denn die zwischen Diluvium und Gegenwart liegende Litorinasenkung auch durch Entlastung des Festlandes vom Eis entstanden??

Endlich zeigt auch Fleszar in einer kleinen, aber außerordent-

[1]) K. Keilhack, Die großen Dünengebiete Norddeutschlands. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 69, 1917, Mon.-Ber. 2—19. M. 1 Karte.

[2]) Z. d. D. Geol. Ges. 62, 1910, Mon.-Ber. S. 19 ff.

[3]) K. Boden, Die pliocänen Ablagerungen im Gebiet des Oberlaufes der Vezouse in Lothringen. Sitzber. Bayr. Akad. Wiss. München 1919. S. 229—257. M. 1 Karte. und 2 Textfig.

lich wichtigen Arbeit[1]), daß sich noch während der Diluvialzeit in Deutschland epirogenetische Bodenbewegungen mit Sicherheit vollzogen haben.

Daß Bewegungen dieser Art auch heute noch nicht zur Ruhe gekommen sind, geht vor allem aus den überaus sorgfältigen Arbeiten von Max Schmidt[2]) in Bayern hervor. Danach haben sich einmal die am Nordrand der Alpen gelegenen Dreieckspunkte südlich von München im Laufe der letzten 100 Jahre um rund $1/4$ m nach Norden bezw. nach Westen verschoben, so daß München den Alpen um so viel näher gekommen ist; ferner sinkt aber »das im Osten von München gelegene Stück der oberbayerischen Hochebene stets ein, und zwar um so stärker, je weiter nach Norden, gegen den Inn zu, und ebenso je weiter nach Osten, gegen das Salzburgsche zu. Hier hat der Betrag der Senkung zwischen Mühldorf und Marktl allein in den Jahren 1887—1906, also in einem Zeitraum von nur 19 Jahren, 66,4 mm betragen. Die Fortdauer der Senkung in gleichem Maße vorausgesetzt, würde die Senkung für 100 Jahre 0,3 m, für 1000 Jahre 3 m ergeben«. (Sitzber. math.-phys. Kl. Bayr. Akad. Wiss. München 1919, II, S. 10—12). In ähnlicher Weise haben die badischen und schweizerischen Teilmessungen bei Bregenz in den Jahren 1896—1906 Senkungen von 106 mm und bei Konstanz von 1817—1890 eine solche von 317 mm nachgewiesen.

Analoge Rindenbewegungen aus der Gegenwart sind ja schon seit längerer Zeit von Thüringen[3]) bekannt und werden auch bei Göttingen vermutet. Einige weitere Fälle von Niveau-Veränderungen, die mit vulkanischen Kräften in keinerlei Beziehung stehen, führt auch Branca[4]) aus Süddeutschland an.

Der unstete Charakter der tektonischen Erscheinungen ist vorhin besonders hervorgehoben. Demgegenüber glaubt Karpinsky[5]), daß wenigstens die russischen Meere des Palaeozoicums, Mesozoicums und Tertiärs in auffallender Weise zwei Richtungen bevorzugen, nämlich die meridionale und die latitudinale. Betrachtet man aber die Bilder der tertiären Meere von Deutschland und auch von Belgien (Taf. 13 u. 14), so ist auf ihnen eine Bevorzugung einer geographischen Richtung, irgend eine Gesetzmäßigkeit der Bodenbewegungen, mit Sicherheit nicht zu erkennen. Mag jene Anschauung für Rußland und andere Länder zu Recht bestehen oder ein Zufall sein, für deutsches und belgisches Tertiär ist sie abzulehnen. Dagegen ist anzuerkennen, daß das Maß

---

[1]) A. Fleszar, Zur Evolution der Oberflächengestaltung des polnisch-deutschen Tieflandes (Vorläufige Mitteilung). Anz. Akad. Wiss. Krakau. März 1913, S. 117—130. M. 4 Textfig.

[2]) Untersuchung regionaler und lokaler Bodensenkungen im oberbayr. Alpenvorland durch Feinnivellement. Sitzber. Kgl. Bayr. Akad. Wiss. München 1914, S. 71—90. M. 4 Textfig. — Untersuchung von Höhen- und Lageänderungen von Messungspunkten im bayr. Alpenvorland. Ebenda, 1918, S. 373—384. M. 1 Karte.

[3]) Literatur-Verzeichnis in Z. d. D. Geol. Ges. 69, 1917. Mon.-Ber. 125.

[4]) W. Branca, Schwabens 125 Vulkan-Embryonen usw. Stuttgart 1894, S. 64—67.

[5]) Karpinsky, Bull. Akad. Imp. St. Petersburg 1895. Vol. I, 5. Sér., S. 1—10.

der bruchlosen Verbiegung regional und zeitlich recht verschieden sein kann, wofür ja oben einzelne Beispiele angeführt wurden.

Fragt man nach der Ursache der bisher betrachteten Krustenbewegungen, so hat man ja seit langem vorzüglich zwei Theorien bevorzugt, die Kontraktionstheorie und die Lehre vom Gleichgewicht oder Isostasie.

Unsere Betrachtungen haben gezeigt, daß der obersten Erdrinde eine ungeheure Beweglichkeit zukommt, die sich zwar nicht tagtäglich vor unseren Augen vollzieht, aber doch schon in verhältnismäßig kurzen geologischen Abschnitten voll zur Geltung kommt. Dafür sind u. a. die schnelle Folge der Tertiärstufen in Belgien sowie die Entwicklung des Oligocäns im Elsaß und in Oberbayern gute Beispiele. Dabei ist es vollkommen unverständlich, wie dieses Pulsieren, das scheinbare Atmen der Erdrinde, mit der Kontraktionstheorie irgend etwas zu tun haben kann und durch sie bedingt sein könnte. Nach ihr schrumpft die Erdoberfläche langsam ein und der Erdradius verkürzt sich infolge Abkühlung ganz allmählich. Dadurch können wohl Runzelungen auf der Erde entstehen, also Gebirge aufgetürmt werden, Spalten, Risse und Überschiebungen sich bilden, aber nie und nimmer erklärt sich so die Leichtflüssigkeit der obersten Erdschichten, die sich in der Entstehung von Falten meist großer Spannweite und einer ununterbrochen wirkenden Verschiebung von Meer und Festland äußert.

Dann hat man gebirgsbildende Bewegungen durch Störungen der Isostasie zu erklären versucht. Der Gleichgewichtszustand der steinigen Rinde soll verändert werden durch Abtragung (Entlastung) des Festlandes und durch Auflagerung (Belastung) des Meeresbodens. Nun ergibt jede einfache Betrachtung des Festlandes und des Meeres, daß tatsächlich Veränderungen dieser Art fortgesetzt stattfinden; es fragt sich aber, ob sie in der Lage sind, erhebliche Verschiebungen der Erdrinde aktiv hervorzurufen und diese nicht vielmehr auf gänzlich anderen Voraussetzungen beruhen. Verweilt man bei dieser bruchlosen Einfaltung und Aufwölbung der äußeren Erdrinde, von der bisher fast allein die Rede war, so steigen langsam Kontinentalschwellen auf, und zu gleicher Zeit versinken in benachbarten Gebieten die Sedimente allmählich zur Tiefe. Denkt man sich die auf diese Weise niedergesunkenen Absätze entfernt, so würde allein im Tertiär bei Wöhrden ein Loch von 900 m, im Rheintal eine Höhle von 1500 m Tiefe vorhanden sein, im Molassegebiet eine solche, die stellenweise 3000 m überschreitet. Das sind natürlich Werte, die durch Beispiele aus anderen Formationen jederzeit beliebig vermehrt werden können. Ein Einsinken von festen Schuttmassen ist aber doch nur dann möglich, wenn Platz dafür vorhanden ist, d. h., es müssen im Erdinnern Massen verdrängt und verschoben werden, damit die Erdräume einsinken können, und das kann nur das zähflüssige Magma sein, das sich unter der obersten Erdrinde befindet und in fortgesetzter Wanderung begriffen ist.

Da die mittlere Dichte der Erde zwischen 5,4 und 5,7 liegt, die Oberfläche der Erde aber aus Gesteinen von ungleich geringerer

Dichte (2,5—2,7) besteht, so hat man daraus mit Recht auf einen dichteren Kern geschlossen, an dessen Zusammensetzung wesentlich Eisen und Nickel beteiligt sind. Dieses »Nife« macht etwa $^4/_5$ des Erdradius aus und besitzt die Dichte von 7,9—8,5. Der Mantel von »Sima« beträgt etwa $^1/_5$ des Erdradius und ist gegen 1400 km stark; auf ihm schwimmen die relativ sehr dünnen Kontinentalschollen (»Sial«) mit höchstens 50—60 km Dicke. Diese sind es aber, die sich fortgesetzt bewegen und verbiegen, wobei allerdings die Gleitungstheorie von Al. Wegener völlig abgelehnt[1]), sondern nur ein Vibrieren der Erdrinde angenommen wird. Diese Erscheinung ist selbstverständlich nicht auf Tertiär und Quartär beschränkt, sondern besteht so lange, wie es überhaupt eine feste Erdkruste gegeben hat. Fragt man nun weiter nach der Ursache der wellenförmigen Magmabewegung unter der Erdhaut, so dürfte sie wohl in der mehrfachen Bewegung der Erde selbst zu suchen sein. Denn die Erde dreht sich, wie bekannt, nicht nur um die eigene Achse und um die Sonne, sondern unser ganzes Sonnensystem ist mitsamt allen Planeten usw. in ununterbrochener Wanderung begriffen. Bei dieser dreifachen Bewegung müssen aber langsame Verlagerungen des Magmas in gänzlich unregelmäßiger Weise erfolgen.

Da es sich bei den in Frage stehenden Bewegungen im wesentlichen um eine bruchlose Faltung handelt, war durch Bewegungen dieser Art dem eingeschlossenen Magma keine Gelegenheit gegeben, nach oben zu entweichen; es konnte sich daher im Innern der Erde nur verschieben. Daraus folgt aber, daß einem Einsinken großer Erdräume meist auch eine gleichzeitige flache Aufwölbung an anderen Stellen entsprechen wird.

Verfasser fuhr vor einiger Zeit auf dem Stettiner Haff und sah bei ziemlich steifer Brise (Windstärke 5—6) dem Spiel der Wellen zu. Trotzdem der Wind ausschließlich aus einer einzigen Richtung (SW) wehte, konnte man doch in den Wellentälern beobachten, daß hier die Wellen stets völlig gesetz- und regellos verliefen; nirgends war eine bestimmte Richtung vorhanden, die vorherrschte, überall sah man nur ein völlig wirres Bild der Wellenverteilung. In ähnlicher Weise werden sich auch die Bewegungen des Magmas abspielen, nur bewirkt die Auflagerung der festen Kontinentalmassen und die Zähflüssigkeit des Magmas gegenüber den Wellenbewegungen im Meer eine ganz erhebliche Verzögerung in dem Fortschreiten der Bewegungen; im Prinzip dürften sich aber beide Erscheinungen miteinander in Parallele bringen lassen.

Daß das Magma unter Umständen auch äußerst dünnflüssig sein kann, braucht nicht besonders hervorgehoben zu werden. Für das Tertiär sei an den Basalt des Hirschberges b. Großalmerode (Hessen)

---

[1]) Eine recht gute Zusammenstellung aller ablehnenden Gründe findet sich in der Natw. Wochenschr. N. F. 19, vom 18. Jan. 1920 (W. Kranz, Zur Entstehung der Ozeane nach A. Wegener). — Die »glänzende Bestätigung« in der Vergrößerung der Längendifferenz Grönland-Europa (Verschiebung Grönlands nach Westen) erklärt sich leicht durch schwache Einfaltungen der Erdoberfläche, also epirogenetische Bewegungen, ähnlich wie sie vorhin (S. 147) aus Oberbayern erwähnt wurden.

erinnert, der auf einem komplizierten System von zahlreichen Spalten und Rissen in die dortige Braunkohle eingedrungen ist und dadurch ein einzigartiges Bild hervorgerufen hat (Uthemann, Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. N. F. Heft 7, 1892, S. 28).

Von einer erheblichen Einwirkung des Mondes auf das Magma des Erdinnern kann man füglich wohl ganz absehen, denn sonst müßten sich ja die epirogenetischen Bewegungen stets in annähernd gleichen Zwischenräumen vollziehen, was doch in keiner Weise der Fall ist; es gibt kaum Bewegungen, die gesetzloser verlaufen als die eben gedachten.

Wir fassen daher die bruchlosen, weitspannenden aufsteigenden Bodenschwellen und die einsinkenden Sedimentationsräume als Wirkungen von Magma-Schwankungen auf, die sich unter der obersten Erdkruste in langsamer, aber fortgesetzt wirkender Weise vollziehen.

Die Frage, ob es auch tote Herde unter der Erdoberfläche gegeben hat, läßt sich mit voller Sicherheit kaum entscheiden. Wenn es auch erwiesen ist, daß während längerer Perioden verhältnismäßige Ruhe in der Krustenbewegung geherrscht hat, so waren doch die unterirdischen Kräfte wohl stets latent vorhanden.

Nun gibt es ein Gebiet, dessen ruhige Schichtenfolge vielfach gerühmt wird, das ist die sogen. baltische Platte oder der russische Schild. Hier soll einmal kurz geprüft werden, ob dieses Gebiet tatsächlich frei von tektonischen Bewegungen gewesen ist.

Wie bekannt, liegt die Unsumme paläozoischer Schichten konkordant und scheinbar störungslos übereinander, mit leichtem, nach SSW gerichteten Einfallen (etwa 1:500). Untersucht man die einzelnen Sedimente, so zeigt sich einmal, daß zwischen Unterem und Oberem Cambrium eine Schichtenlücke vorhanden ist, Glieder vom Alter der Paradoxidesschichten fehlen in Nordwest-Rußland. Also war dieses Gebiet damals Festland, was auf eine Bodenhebung hinweist. Auf das kalkreiche Silur folgt das sand- und dolomitreiche Devon, doch fehlt das Unterdevon vollständig, das Mitteldevon transgrediert über die gesamten zahlreichen Stufen vom hohen Obersilur angefangen bis zum Cambrium hinunter. Danach ist eine zweite flächenhafte Hebung zur Zeit des Unterdevons zu verzeichnen, die von einer Senkung abgelöst wurde. Der Old Red selbst ist nicht mehr von Carbon, Rotliegendem und älterem Zechstein bedeckt, eine abermalige Hebung schaffte erneut Festland, und erst in der jüngeren Zechsteinzeit griff das Meer in dieses Gebiet ein, freilich auch nur auf kurze Zeit. Denn während der Trias und älteren Juraperiode war dieses Gebiet wiederum Festland, bis im Dogger, auch nur vorübergehend, ein Meeresarm eindrang, der bereits im Malm infolge Landhebung gänzlich zurückgewichen war. Das wären so in den allergröbsten Umrissen die durch größere Hebungen und Senkungen entstandenen Schichtenlücken. In Wirklichkeit lassen sich aber ungleich zahlreichere Krustenverbiegungen nachweisen als aufgeführt sind, doch ist hier nicht der

Ort, darauf näher einzugehen. Dazu kommt noch eine Anzahl solbringender, nordsüdlich streichender Spalten[1]).

Nun weist Dacqué (a. a. O. S. 193) mit Recht darauf hin, daß eine Schichtenlücke in einer gleichsinnig gelagerten Folge von Gesteinen nicht immer auf eine zeitweise Trockenlegung zurückzuführen sei. Die Ursache dieser Erscheinung könne vielmehr auch auf einer sehr gleichmäßigen Erosion bezw. auf einer Abspülung eines Teiles der zuvor gebildeten Schichten beruhen, oder auf der Verhinderung des Absatzes durch Meeresströmungen, oder auf den Mangel an zugeführtem Material. Das wird sich aber jedenfalls nur auf solche Fälle beziehen, die eine kurze Unterbrechung in der Sedimentation erkennen lassen; fehlen wie im vorliegenden Beispiel ganze Formationen oder größere Formationsabschnitte, so muß man doch wohl annehmen, daß diese Gebiete infolge Landhebung längere Zeit dem Einfluß des Meeres entzogen waren.

Es zeigt sich also, daß es sozusagen von Bodenbewegungen wimmelt, und die russische Platte ist alles andere als ein tektonisch ruhiges Gebilde.

Orogenese.

Im Gegensatz zu den meist bruchlos verlaufenden Verbiegungen der Erdrinde steht eine zweite Gruppe von Erscheinungen, das ist die Unsumme von tektonischen Bewegungen, die sich als Zerrungs- und Pressungsvorgänge offenbaren, als Auffaltung kleinerer und größerer Gebirgszüge, als Überschiebungen, Faltungen usw.

Der Gegensatz bezieht sich nicht nur auf den tektonischen Charakter, er betrifft vor allem auch die zeitlichen Verhältnisse. Denn die aufsteigenden Schwellen und das Einsinken großer Erdräume sind Vorgänge, die fortgesetzt ununterbrochen auf der Erdoberfläche stattgefunden haben und noch heute stattfinden, die angeführte zweite Kategorie tritt aber, wie Stille[2]) betont hat, nur zeitweise, »episodisch«, auf. Das trifft auch für das Tertiär zu. Denn stumm liegt die Erdrinde für viele Millionen Jahre da: man kennt, von einem noch dazu zweifelhaften Fall in Frankreich abgesehen, keine orogenetischen Bewegungen aus der Zeit des gesamten Paleocäns, Eocäns und auch Oligocäns; erst im jüngeren Miocän ist eine Gebirgsbildung nachzuweisen, so im Rhonebecken, in der Drau-Save-Zone, in Nordwestafrika, im Kaukasusgebiet usw. (Stille), ohne daß sich diese Vorgänge bei der Verteilung der tertiären Meere in Deutschland bemerkbar machten; die Transgression und Regression unserer miocänen Meere stehen in keinem erkennbaren Zusammenhang zu der Aufpressung jener Gebirgszüge, die ja durchaus zeitlich begrenzten Charakter trägt. Selbstverständlich beschränkt sich ihr Eintreten nicht kata-

---

[1]) O. v. Linstow, Die Mineralquellen von Westrußland und Galizien. Kowno 1918. Taf. IV.

[2]) H. Stille, Über Hauptformen der Orogenese und ihre Verknüpfung. Nachr. K. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. 1918, 32 S. — Der Begriff Orogenese und Epirogenese. Z. d. D. Geol. Ges. 71, 1919, S. 164—208.

strophenartig auf einen einzigen Zeitpunkt, sondern verteilt sich oft über einen größeren Zeitraum hin fort.

Wie Stille weiter zeigt, ist bei dem zuletzt erwähnten Beispiel an einzelnen Stellen sogar eine noch genauere Altersfeststellung dahin möglich, daß die Gebirgsbildung zwischen der altsarmatischen und pontischen Zeit eintrat. Dagegen hat sich die sogen. alttertiäre Phase bei näherer Untersuchung als etwas älter erwiesen: soweit eine genauere Zeitbestimmung möglich war, fand eine bedeutsame Faltung nach der Maastrichter Stufe des Obersenons und vor der Ablagerung des jüngsten Gliedes der Kreide, des Daniens, statt. Im einzelnen hat man aber für Jura, Kreide und Tertiär folgende orogenetische Phasen:

1. eine kimmerische, vorkretazisch;
2. eine vorsenone (vor Oberemscher);
3. jüngstkretazisch (vortertiäre, früher alttertiäre);
4. eine vormediterrane;
5. eine intramediterrane (zw. I. u. II. Mediterranstufe);
6. eine vorpontische, sarmatische;
7. eine postpontische.

Wie schon oben angedeutet, bringen wir die orogenetischen Erscheinungen — im Gegensatz zu den epirogenetischen — mit der Kontraktion der Erde in Verbindung, trotz mancher Gründe, die dagegen zu sprechen scheinen. Wie auf der Schale eines Apfels durch Schrumpfung Runzelungen und Falten entstehen, so bildet sich auf der Erdoberfläche infolge der Abkühlung und Zusammenschrumpfung eine Kräuselung, die zwar nur zeitweise auftritt, sich aber in der verschiedensten Weise, wie angeführt, geltend machen kann.

Beide, die Epirogenese und Orogenese, wirken einmal neben einander: durch die verschiedenen Bewegungen des Erdballs wird die plastische Unterzone des zähflüssigen Magmas mit in langsame Bewegung versetzt, schwankt unter der Last der äußeren Erdrinde in unregelmäßigen Rhythmen auf und nieder und bedingt auf diese Weise ganz allmählich die Herausbildung zahlloser aufeinander folgender Faltenwürfe größerer oder kleinerer Spannweiten.

Dagegen sind die Erscheinungen der Orogenese zeitlich beschränkte Phänomene und an bestimmte Termine gebunden, die nach Annahme von Stille auf der ganzen Erde gleichzeitig in die Erscheinung treten.

Man kann sich auch sehr gelehrt ausdrücken und sagen: Durch die episodischen Undulationen der Orogenese werden die säkularen Undationen der Epirogenese nicht berührt; man kann von Evolution und Revolution reden und bei der Orogenese eine Prädestination, eine selektive Faltung nach Mobilität und Position annehmen, aber sehr viel klarer wird die Sache dadurch kaum, wobei ich noch hoffe, mich hinsichtlich der thalattokraten und geokraten Diastrophismen minimalistisch ausgedrückt zu haben.

In bezug auf ihre Bewegungsrichtung herrscht aber ein gewisser Gegensatz: die Orogenese führt stets zu einer, wenn auch zeitlich

beschränkten Aufwärtsbewegung gegenüber dem ozeanischen Spiegel, die Epirogenese versenkt aber fortgesetzt große Erdräume in die Tiefe, läßt allerdings auch gleichzeitig Kontinentalmassen verschiedener Ausdehnung flach schildförmig aufsteigen.

Die Wirkung der miocänen Gebirgsbildung zeigt sich klar bei der bildlichen Darstellung: im Bereich des Alpenvorlandes sind die mitteleocänen Nummulitenkalke und die ältere mitteloligocäne Meeresmolasse zu einem nur wenige Kilometer breiten Streifen von allerdings sehr großer Erstreckung zusammengepreßt (s. Taf. 3, 6); wo die Schichten vor ihrer Auffaltung in Wirklichkeit gelegen haben, wird sich wohl nie mit Sicherheit feststellen lassen, denn man müßte ja die Falten sozusagen ausplätten, damit sie ihren alten Raum wieder einnehmen.

Die jüngere, untermiocäne Meeresmolasse ist zwar auch von der alpinen Bewegung betroffen, doch macht sie sich infolge der größeren räumlichen Entfernung von den Alpen längst nicht in dem Maße bemerkbar wie bei den eben angeführten beiden zeitlich vorhergehenden Meeresablagerungen (Taf. 8).

Bei der Erörterung der gesamten tektonischen Verhältnisse soll nicht verkannt werden, daß auch isostatische Momente sowie die thermische oder Expansionstheorie eine Rolle spielen können. Sie scheinen aber hinsichtlich des Ausmaßes ihrer Wirkungen ganz erheblich hinter den durch Magmaverlagerungen und Schrumpfung der Erdrinde geäußerten Vorgängen zurückzutreten.

Angesichts der neueren Anschauungen über die Tektonik der Alpen bezweifelt Hennig (Natw. Wochenschr. N. F. 19, 1920, Nr. 22/23) das zeitweise Einsetzen der Orogenese, wie Stille es will. Die Zukunft muß es lehren, ob diese Ansicht zu recht besteht.

Tektonik und Vulkanismus.

Vielfach untersucht sind die Beziehungen zwischen Vulkanismus und Tektonik. Überblickt man noch einmal das Verzeichnis der wichtigsten Eruptionen, wie sie oben (S. 137) gegeben wurden, so zeigt sich, daß fast während des gesamten Tertiärs vulkanische Ergüsse stattfanden, und es entsteht die Frage, sind sie epirogenetisch oder orogenetisch bedingt?

Nach dem Zeitgesetz von Stille sind die orogenetischen Prozesse an einige wenige bestimmte Abschnitte der Erdgeschichte gebunden, von denen eine geringe Anzahl auf Jura, Kreide und Tertiär entfällt (s. S. 152).

Einer der ältesten Basalte ist der vom König-Karl-Land[1]) und Franz-Joseph-Land, wenn es sich wirklich, wie Nathorst angibt, um Eruptionen am Ende der Jura- und Anfang der Kreidezeit (genauer Neokom) handelt und nicht um ungleich jüngere Lagergänge, deren große Ausdehnung dann allerdings auffallen würde. Bei der ersteren

[1]) A. G. Nathorst, Beiträge zur Geologie der Bären-Insel, Spitzbergens und des König Karl-Landes. Bull. Geol. Inst. Upsala. Upsala 1910, S. 405 ff.

Annahme würde dann der Ausbruch nicht mit einer der orogenetischen Phasen zusammenfallen. Das gleiche gilt aber auch für die oberpaleocänen Tuffe von Spilecco, für die untereocänen Basalte von Schonen, Island usw., kurz, für alle diejenigen vulkanischen Erscheinungen, die sich nicht genau mit einer der tertiären orogenetischen Phasen decken. Nun muß man offen bekennen, daß es heute meist noch unmöglich ist, die einzelnen vulkanischen Prozesse im Tertiär zeitlich so scharf festzulegen, daß sie genau einem der orogenetischen Termine entsprechen. Das kann für gewisse Zeitpunkte stimmen, wird es auch höchstwahrscheinlich, aber davon abgesehen bleibt doch noch eine erhebliche Anzahl von Fällen, die bestimmt außerhalb des Zeitgesetzes stehen.

Wendet man sich der Epirogenese zu, so ist hier ein Zusammenhang mit vulkanischen Ausbrüchen erst recht nicht nachzuweisen. Das zeigt am besten dasjenige Gebiet, das in Europa mit am intensivsten von epirogenetischen Bewegungen heimgesucht ist, nämlich Belgien. Hier folgen gesunkene Becken und gleichzeitige, nach oben gerichtete Bewegungen ununterbrochen aufeinander, und doch ist von Eruptivgesteinen nichts zu finden.

Man wird also bei den Beziehungen des Vulkanismus zur Tektonik die Epirogenese ganz, die Orogenese aber nur bis zu einem gewissen Grade auszuschalten haben, und es bleibt nichts anderes übrig, als für den Rest der Erscheinungen an ein selbständiges Durchschlagen des vulkanischen Magmas durch die Erdrinde zu denken. Derartige Tatsachen sind ja längst bekannt, es sei nur an das vulkanische Gebiet der Schwäbischen Alb erinnert, deren zahllose Herde nach Branca[1]) unabhängig von Spalten die Erde wie ein Pfropfen durchschlagen haben. Es darf auch an den alt-alluvialen Krater von Sall[2]) auf Ösel erinnert werden, der auf störungslosem Obersilur aufsetzt, wenngleich dieses Gasmaar nicht vulkanischen Prozessen seine Entstehung verdankt, sondern der Zersetzung in geringer Tiefe lagernder ölhaltiger Schiefer.

Der Vorgang selbst ist ja außerordentlich klar. Das unter der obersten Erdkruste liegende glutflüssige Magma, gelegentlich wohl als Rest der alten Ballungswärme gedeutet, die »materia peccans«, wird durch die Fliehkraft fortgesetzt nach außen gedrängt, wobei ein teilweises Aufschmelzen der Gesteine erfolgt. In demselben Augenblick nun, in dem der Druck des Magmas größer wird als die Last der aufliegenden Sedimente, muß ein Durchschlagen der Erdrinde nach oben erfolgen: man erhält das Bild einer siebartigen Durchlöcherung des Erdbodens, wie es u. a. tatsächlich in der Schwäbischen Alb vorliegt. Berücksichtigt man, daß bei dem mitten im dortigen Vulkangebiet gelegenen Neuffen nach den überaus sorgfältigen Untersuchungen von Branca die geothermische Tiefenstufe den unerhört

---

[1]) Branca, a. a. O.

[2]) O. v. Linstow, Der Krater von Sall auf Ösel. Zentrbl. f. Min. usw. 1919, Nr. 21 u. 22, S. 326—339. M. 3 Abb.

niedrigen Betrag von 10,46 m besitzt, so kann man die dortigen vulkanischen Erscheinungen nur zu wohl verstehen. Es ist die Nähe des Magmas, die das dort vorhandene, wohl einzigartige Bild hervorgerufen hat; denn wenn man den Schmelzpunkt der basischen Gesteine zu etwa 1200° C annimmt, würde bei einem Wärmegefälle von 10,46 m das flüssige Magma sich bereits in einer Tiefe von etwa 2 km vorfinden. Bei dieser geringen Stärke der Erdrinde kann natürlich das Magma leicht an zahlreichen Stellen die auf ihr lastende Decke durchschlagen. Dieser in so geringer Tiefe vorhandene vulkanische Herd scheint eine größere Verbreitung zu haben, denn bei dem nur 60 km in westlicher Richtung gelegenen Sulz in Württemberg beträgt die geothermische Tiefenstufe 24,1 m, weicht also gegen den normalen Betrag immerhin nicht unerheblich ab. Schließlich ist auch am Monte Massi bei Grosseto (Toskana) ein zweites Gebiet vorhanden, bei dem das Magma sich in recht geringer Tiefe vorfinden muß; denn hier beträgt das Wärmegefälle nur 13 m, reicht also fast an Neuffen heran. Es mag doch nachgetragen werden, daß bei letzterem Ort das Bohrloch eine Tiefe von 342,3 m einbrachte, im Jahr 1839 beendet wurde und Dogger β und α, den ganzen Lias sowie Bonebedsandstein des obersten Keupers durchsank.

Neuere Werte über die geothermische Tiefenstufe in Württemberg teilt Axel Schmidt[1]) mit. Danach wären noch Grafenberg mit 11,4, Gomaringen mit 16,5 und Dettingen mit 18,5 m anzuführen.

Auch beim Ries wird von Branca angenommen, daß ein Magmaherd sehr flach unter der Erdoberfläche liege (Ztschr. d. D. Geol. Ges. 65, 1913, Monatsber. S. 260).

Nun ist es eine längst bekannte Tatsache, daß Zeiten stärkster Gebirgsbildung von gewaltigen vulkanischen Erscheinungen begleitet werden, und die Abhängigkeit der Eruptionen von der caledonischen, varistischen und jungtertiären Faltung ist teilweise unverkennbar. Der Zusammenhang beider Vorgänge ist ja nur zu leicht zu verstehen. Durch Tangentialdruck wurden die Gebirge aufgefaltet. Wenn aber in einem bestimmten Gebiet ein Druck, eine Pressung erfolgte, so mußte ihnen in einem anderen ein Zug entsprechen. Durch diese Spannungen wurde aber entweder die Erdrinde zerrissen, oder es wurden doch wenigstens loci minoris resistentiae geschaffen, so daß in beiden Fällen dem unter der Erdhaut liegenden Magma die Möglichkeit gegeben wurde, an das Tageslicht zu dringen. Auf diese Weise dürfte sich ungezwungen sowohl die Abhängigkeit wie die Unabhängigkeit der Eruptiva von Spalten erklären.

Wenn ferner das Gesetz zu Recht besteht, daß bei einem Vulkan die Ausbrüche um so heftiger sind, je länger die Ruhepausen gedauert haben, so würde diese Annahme mit den oben dargelegten Anschauungen gut übereinstimmen: das glutflüssige Magma drängt fortwährend gegen die oberste Erdrinde und sucht sie zu durchbrechen.

---

[1]) Jahresber. u. Mitt. Oberrh. Geol. V., N. F. X, 1921, S. 59—62.

Werden diese Ansammlungen des Magmas von Zeit zu Zeit angezapft, so ist naturgemäß die Intensität des Ausbruches nicht so groß. Anders dagegen, wenn es Gelegenheit hatte, sich viele Jahrzehnte oder Jahrhunderte anzusammeln; dann müssen die Ausbrüche entsprechend heftiger ausfallen. Diese Theorie hat allerdings zur Voraussetzung, daß dem Magma durch Einschmelzen von Gestein fortgesetzt neue Nahrung zugeführt wird.

Aber die Abhängigkeit der Ausbrüche von der Erdumdrehung gibt sich auch dadurch klar und deutlich zu erkennen, daß die heute tätigen Vulkane in der Äquatorial-Zone ihre eigentliche Heimat haben, daß ihre Häufigkeit nach den Polen dagegen stark abnimmt. Das ist ohne weiteres einleuchtend, denn am Gleicher ist die fortgesetzt wirkende Pressung des zähflüssigen Magmas gegen die Erdrinde am stärksten, an den Polen aber gleich Null.

Hand in Hand mit der Regression und Transgression der Meere, bedingt durch Magmaverlagerungen, steht endlich auch das zeitliche und örtliche Wandern der Eruptionstätigkeit. K. Schneider[1]) unterscheidet bei den tertiären Vulkanen in Mitteleuropa zwei große Bogenstücke, ein äußeres, das dem Außenrand des varistischen Gebirges folgt, und ein ungleich kleineres, das dem inneren Rande entspricht. Zu dem äußeren Bogen gehören die Massen des Mt. Dôre und Puy de Dôme, der Eifel, des Siebengebirges, Westerwaldes, der Vogelsberg und die Rhön; die innere Zone umfaßt zwei Gruppen: eine westliche (Kaiserstuhl, Hegau, Uracher Maargebiet und das Ries) und eine östliche (Leitmeritzer Gebirge, Kammerbühl usw.). Schneider stellt nun fest, daß sowohl in der äußeren wie in der inneren Zone ein Wandern der Ausbruchsstellen im Laufe der Zeit von Ost gegen West stattgefunden hat, und der Unregelmäßigkeit der Magmabewegungen entspricht es durchaus, daß im französischen Teil diese Wanderung von S nach N gerichtet ist, in Italien aber von N nach S. Wohlgemerkt handelt es sich hierbei, was die Zeit betrifft, nur um den ersten Beginn der vulkanischen Kraftäußerung.

Tektonik und Eiszeit.

Zur Erklärung einer Eiszeit soll es nach heutiger Anschauung nur zweierlei bedürfen, einer ausgedehnten Landhebung und einer Vermehrung der Niederschläge; die Annahme einer starken periodischen Klimaschwankung sei durchaus unnötig. Aber die Eismassen selbst haben eine starke Abkühlung zur Folge gehabt, und zwar weit über die Grenzen ihrer maximalen Ausdehnung hinaus. So sei an das Vorkommen[2]) fossiler Glazialpflanzen am Ufer des Irtysch (Gouv. Tobolsk) erinnert, das sich, mitten im Waldgebiet Sibiriens gelegen, mehr als 500 km vom (diluvialen) Eisrand entfernt befindet.

[1]) Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Berlin 1911, S. 146, 151, 160, 161, 177.

[2]) A. G. Nathorst, Neuere Erfahrungen von dem Vorkommen fossiler Glazialpflanzen usw. Geol. Fören. Förh. Stockholm 1914, S. 301.

Nun liegt der Gedanke nahe, die diluviale Vereisung in Nordeuropa durch eine große, das gewöhnliche Maß übersteigende flache Aufwölbung, also eine epirogenetische Bodenbewegung, zu erklären. Prüft man aber z. B. an der Hand der dem Werke von Dacqué beigefügten Karte die Verbreitung der diluvialen Eiszeit, so sieht man, daß diese sich nicht nur auf Nordeuropa und einen großen Teil von Nordamerika beschränkt, sondern auch u. a. die Alpen, die Andenkette, schließlich auch mehrere, nahe dem Gleicher befindliche Punkte erfaßt hat. Das sind aber meist Gebirge, die nicht durch epirogenetische, sondern durch orogenetische Prozesse aufgetürmt sind. Eine ausgedehnte, epirogenetisch entstandene Landhebung kann also als Ursache der diluvialen Vereisung nicht in Frage kommen, und es bleibt im wesentlichen die ungeheure Zunahme der atmosphärischen Niederschläge bestehen, sowie ein zweiter, unbekannter Faktor; in den unvergletschert gebliebenen Ländern redet man ja von einer Pluvialperiode.

Daß es im Diluvium an Bodenbewegungen nicht gefehlt hat, ist schon früher erwähnt (S. 144); es sei an die diluviale Depression, die das Eindringen des Meeres in Deutschland schon zur Präglazialzeit gestattete, und andere oben angeführte Beweise erinnert. Aber ein wichtiger Punkt muß noch nachgetragen werden, das ist die Behauptung von dem Auftreten glazialer Terrassen im Verbreitungsgebiet der Vereisung. Hier wird die Fülle der am Rhein, an der Weser, Saale usw. nachgewiesenen Terrassen in ein System eingegliedert, das sie abwechselnd dem Glazial und dem Interglazial zuweist. Wer aber auch nur ein einziges Mal diese z. T. aus groben Kiesen und Schottern bestehenden Bildungen gesehen hat, muß sich ohne weiteres sagen, daß ihr Transport doch nur bei großer Stromgeschwindigkeit erfolgen konnte, die ihrerseits durch ein erhebliches Gefälle bedingt war. Bei den oben erwähnten Fluß-Systemen wird indessen angenommen, daß ein Teil der Terrassenschotter glazial aufgeschüttet sei, veranlaßt durch den Stau der Flüsse (»Akkumulation«), der durch das von neuem in die Täler vordringende Inlandeis hervorgerufen sei. Aber es ist doch einfach eine physikalische Unmöglichkeit, daß bei einer derartigen Akkumulation in den Flußbetten grobe Kiese und Schotter fortbewegt werden könnten; die Bewegung des Wassers näherte sich doch mehr und mehr dem Stillstand. Es war daher bei der Verzögerung der dadurch hervorgerufenen Stromgeschwindigkeit nur die Bildung von Tonen, Mergeln, höchstens feinen Sanden möglich, niemals aber die Verfrachtung von Geröllen. Die Terrassen, soweit sie durchgehends gröberes Material beherbergen, können daher niemals rein glazial, durch ein von neuem vordringendes Eis bedingt sein. Sie mögen zeitlich gewissen, als erste, zweite und dritte Eiszeit bezeichneten größeren Vorstößen entsprechen; es sind zum Teil extraglaziale Bildungen, die mit einem erneuten Vordringen des Eises nicht das geringste zu tun haben.

Was uns hier gegenwärtig mehr interessiert, sind die Beziehungen der Terrassen zur Tektonik. Wie eben angedeutet, konnten sich

gröbere Kiese und Gerölle nur fortbewegen, wenn Niveauschwankungen eintraten, Änderungen der Erosionsbasis, die eine erheblich größere Stromgeschwindigkeit veranlaßten. Das können aber nur Bodenbewegungen gewesen sein, wobei es physikalisch völlig gleichgültig ist, ob man eine Hebung im Oberlauf der Flüsse oder eine Senkung im Unterlauf annimmt. In vielen Fällen wird man sich wohl für das erstere entscheiden, denn sonst müßte es viel mehr ertrunkene Flußtäler geben, als heute tatsächlich nachgewiesen sind. Es handelt sich daher bei den Terrassen z. T. mit Sicherheit um Folgeerscheinungen von Krustenbewegungen, um kontinentale Hebungs- oder Senkungsvorgänge.

In der Provinz Sachsen treten solche als interglazial oder präglazial angesprochene Kiese — sie bestehen nur aus südlichem, einheimischen Material — oft in weiter Entfernung von dem heutigen Flußnetz auf, es sei z. B. an das große Gebiet zwischen Wittenberg, Düben (Mulde) und Torgau erinnert, wo derartige Bildungen z. T. gänzlich unabhängig von der Mulde und Elbe in größer flächenhafter Verbreitung zu beobachten sind; das deutet auf erhebliche Gebirgsbewegungen in jener Zeit etwa in der Lausitz usw. hin.

Diese Verhältnisse erinnern auch sehr an das Niederrheingebiet, woselbst altdiluviale Schotter als ein gewaltiger, recht flacher Schuttkegel auftreten; es sind Rhein- und Maaskiese, auf die neuerdings Fliegel (907) wieder die Aufmerksamkeit lenkt.

Es ergibt sich demnach, daß während der diluvialen Eiszeit in zahlreichen Gebieten epirogenetische Bodenbewegungen stattgefunden haben, die die Aufschüttung von groben Kiesen und ihre Verfrachtung oft weit in das norddeutsche Tiefland herein zur Folge hatten.

Wer sich näher für die sonstigen eiszeitlichen Störungen interessiert, sei auf die gute Zusammenstellung der gesamten tektonischen Vorgänge im Diluvium (Flächenverbiegungen und Verwerfungen) hingewiesen, die in der vor kurzem erschienenen Arbeit von Geinitz (1055) über das Diluvium Deutschlands auf S. 74—78 aufgeführt sind.

Bemerkungen zur Permanenz der Ozeane.

Die Frage der Permanenz der Ozeane ist vor kurzem wieder angeschnitten worden, und zwar durch Soergel[1]). In einer außerordentlich geschickt abgefaßten Arbeit stellt er die Gründe zusammen, die für und die gegen eine Permanenz der Ozeane sprechen, und entscheidet sich schließlich für die erstere Annahme.

Ohne auf seine sorgfältigen Ausführungen im einzelnen einzugehen, sollen hier nur einige Gründe angeführt werden, die nach Ansicht des Verfassers gegen eine Permanenz zu sprechen scheinen.

[1]) Das Problem der Permanenz der Ozeane und Kontinente. Stuttgart 1917, 53 S.

Wie die Bemerkungen über die tektonischen Verhältnisse, und zwar über die Epirogenese, gezeigt haben, wohnt der äußersten Erdrinde eine ungewöhnliche Fähigkeit inne, sich fortgesetzt zu verschieben und der Lage nach zu verändern. Diese Erscheinung bezieht sich natürlich nicht nur auf das Diluvium und Tertiär, sondern besteht solange, wie es eben eine feste Erdrinde gegeben hat. Die Permanenz der Ozeane fordert aber eine gewisse Starrheit der Erdkruste, sie nimmt an, daß die Ozeane und Festländer seit unvordenklichen Zeiten nahezu unverändert sich erhalten haben, Vorstellungen, die zu der Summe der epirogenetischen Bewegungen schlecht passen. Denn nach diesen ist die äußere Erdrinde fortgesetzt in schwankender Bewegung begriffen. Wenn auch zufälligerweise im Tertiär keine Tiefseebildungen in Europa erzeugt wurden, so braucht man doch nur an die ältere Kreide, viele Jurabildungen und Teile der alpinen Trias zu erinnern; bei ihnen liegen in vielen Fällen sicher keine Flachseebildungen, sondern Sedimente des tieferen Meeres vor, die durch epirogenetische Bewegungen entstanden sind und in einem Gebiet auftreten, das heute Festland ist. Wie tief freilich jene Meere in Wirklichkeit gewesen sind, ist noch unsicher, vor allem, ob und wo abyssische Tiefen vorhanden waren.

Nimmt man ferner für einen Augenblick an, daß die Permanenz der Ozeane zu Recht bestehe, so müßte dieser Zustand doch schon außerordentlich lange vorhanden gewesen sein, mindestens vom Archaicum an; die Mutter Erde müßte also gleich mit erheblichen Vertiefungen an gewissen Stellen behaftet, d. h. sozusagen in defektem Zustande geboren sein, was nicht recht einleuchten will.

Ebenso ist es schwer verständlich, daß dann diese heute doch von den Ozeanen eingenommenen Tiefen nicht längst durch die ungezählte Millionen von Jahren wirkende Abtragung von den Kontinenten wieder zugeschüttet sein sollten. Denn von den auf orogenetischem Wege entstandenen Gebirgen aus der Zeit der caledonischen und varistischen Faltung ist heute so gut wie nichts mehr übrig, jene alten Gebirge sind längst »erloschen« und abgetragen, und es sind in vielen Fällen nur Rumpfflächen übrig geblieben. Wenn aber die alten Ozeane mehr oder weniger unverändert ihre Lage beibehalten hätten, so müßten doch durch die Flüsse des Palaezoicums und Mesozoicums, die den ganzen Schutt der Gebirge durch viele Millionen Jahre hindurch von den Erhebungen abwärts führten, eine allmähliche Auffüllung der Senken erfolgt sein, mag es auch im einzelnen unmöglich sein, genaue Werte anzugeben, da man ja die Höhen jener alten Gebirge nicht mehr rekonstruieren kann.

Für das Tertiär ist ja die Frage der Permanenz der Ozeane von untergeordneter Bedeutung, vollends für die deutschen Verhältnisse, denn es fehlt eine kosmopolitische Fauna, und der Charakter der Flachsee bleibt durchaus gewahrt. Überhaupt gehören Tiefseeablagerungen im Tertiär zu den größten Seltenheiten. Soergel gibt deren auch nur vier an, die eine beschränkte Verbreitung besitzen, nämlich Radiolarien- und Globigerinenschichten auf Trinidad, rote

Tone, Globigerinen- und Radiolarienschlick auf Barbados, Globigerinenschlick auf Neu-Mecklenburg und Kalkschlick auf Malta, Absätze, die wohl meist ein jungtertiäres Alter besitzen.

Bemerkungen zum Klima des Tertiärs und Diluviums.

Nur noch wenige Worte über die Temperatur im Tertiär und Diluvium. Folgt man Harrassowitz[1], so gibt dieser folgende Temperaturwerte für das deutsche Tertiär an:

Paleocän	20° C
Eocän	22° »
Oligocän	20° »
Untermiocän	19° »
Obermiocän	17° »
Pliocän	14—17° C,

wobei der Höhepunkt der Erwärmung im Obereocän gelegen zu haben scheint.

Für das Diluvium sei daran erinnert, daß zeitweise ein Klima geherrscht haben muß, das entschieden erheblich günstiger als das der Jetztzeit war. Das geht einmal aus dem Auftreten der heute auf tropische und subtropische Gebiete beschränkten *Corbicula fluminalis* hervor, die in Deutschland zur Zeit des älteren Diluviums vor allem im Bereich der Unstrut gelebt hat[2]. Sodann sprechen für ein wärmeres Klima die Funde von großen tropischen Säugetieren wie *Felis spelaea* (in Deutschland weit verbreitet; England), *Hyaena spelaea* (in England häufiger als in Deutschland), *Hippopotamos major* (Mosbacher Sande; Holland, England) u. a. m. Drittens wanderte zu gewissen eisfreien Perioden des Diluviums die Eemfauna in Norddeutschland ein, die auf ein wärmeres Klima hindeutet, als es gegenwärtig bei uns herrscht. Wie oben (S. 126 ff.) ausgeführt, drangen von diesen Formen mehrere Vertreter bis zu den dänischen Inseln vor, zwei gelangten bis nach Westpreußen und einer (*Tapes senescens*) bis nach Kiwitten bei Heilsberg in Ostpreußen. Bedenkt man aber, daß die Meeresverbindung durch den Kanal damals noch nicht bestand — sie ist erst eine Folge der Litorinasenkung — und daß demnach die lusitanischen Zuwanderer hoch oben über Schottland ihren Weg nehmen mußten, so mag man daran ermessen, daß der Wärmeeinschlag in gewissen Perioden des Diluviums sich in recht ausgedehntem Umfang geltend machte.

---

[1]) H. L. F. Meyer, Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung für die jüngste geologische Geschichte Deutschlands. Geol. Rundschau VII. 1917. S. 240.

[2]) O. v. Linstow, Beitrag zur Geschichte und Verbreitung von *Corbicula fluminalis*. Archiv f. Molluskenk. 1922.

Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt u. a. Hägg[1]) für Südamerika.

Aber auch die Flora des Diluviums gibt uns wichtige Fingerzeige, hierfür je ein Beispiel aus dem Glazialgebiet Mitteldeutschlands und den Alpen, sowie aus dem nicht vereist gewesenen Gebiet (Frankreich).

Zuerst ist auf das interglaziale Torflager von Klinge bei Kottbus hinzuweisen, das neben vielen anderen Arten auch *Brasenia purpurea* Michx. und *Ilex aquifolium* L. beherbergt. Erstere ist jetzt in Europa gänzlich ausgestorben, sie findet sich nach den eingehenden Untersuchungen von Stoller über diese Art[2]) im östlichen Nordamerika, Japan und Ostindien häufig, selten dagegen in Australien und Afrika. *Ilex aquifolium* ist gegenwärtig bei Kottbus ebenfalls nicht mehr vorhanden, sie ist eine Pflanze eines ausgesprochen ozeanischen Klimas und in Westdeutschland weit verbreitet, findet sich auch noch in Mecklenburg und Pommern; ihr östlichster Fundpunkt dürfte die Greifswalder Oie sein[3]).

In den Alpen hat die 1200 m über dem Meeresspiegel gelegene Höttinger Breccie oberhalb Innsbruck eine umfangreiche Literatur hervorgerufen. Uns interessiert hier nur der positive Befund, und da haben die sorgfältigen Untersuchungen durch v. Wettstein ergeben, daß die Flora pontische Anklänge zeigt und daß unter den von ihm aufgeführten Arten mehrere auf ein entschieden wärmeres Klima hinweisen, so *Rhamnus Hoettingensis*, *Orobus* sp., *Arbutus unedo*, *Buxus sempervirens*, vor allem aber das außerordentlich häufige *Rhododendron ponticum*, das zu seinem Gedeihen eine mittlere Jahrestemperatur beansprucht, die mindestens 3° C höher ist, als sie heute an dem betreffenden Standort herrscht.

In Frankreich sind u. a. die diluvialen Kalktuffe von La Celle-sous-Moret unweit Paris (Dep. Seine-et-Marne) von Bedeutung, die, wie Lemoine mit Recht klagt, zu den Ablagerungen »les plus célèbres et les mieux connus« gehören. Hier fanden sich an südlichen Formen der Feigenbaum (*Ficus carica* L.), der Lorbeer (*Laurus nobilis* L.), die Mammut-Esche (*Fraxinus ornus* L.), der Judasbaum (*Cercis siliquastrum* L.), der immergrüne Schneeball (*Viburnum Tinus* L.), u. a. m.

In der Gegenwart herrscht ein Klima in Deutschland, das etwa dem der Lias-Zeit entsprechen mag. Damals besaß die Klimakurve, wie die geringe Größe der Insekten, die Armut an Korallen u. a. m. zeigen, einen tiefsten Stand. Hoffen wir für die nachfolgenden Ge-

---

[1]) Interglaziale und postglaziale Meeresmollusken aus Feuerland und Südpatagonien als Beweis für ein wärmeres Klima als das jetzige. Arkiv för zoologi VII, 1. Stockholm 1910.

[2]) I. Stoller, Über die Zeit des Aussterbens der *Brasenia purpurea* Michx. in Europa, speziell Mitteleuropa. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1908, I, S. 62—93.

[3]) Künstlich angepflanzte, mehrere Meter hohe Bäume von seltener Schönheit stehen vor dem Amtsgericht Charlottenburg.

schlechter, daß die Kurve nicht weiter sinkt, sondern allmählich wieder ansteigt!

Bemerkungen zum Auftreten einzelner Arten; Wanderungen.

Nur wenige Bemerkungen seien noch gestattet über die Verbreitung einzelner Arten. Hier steht Verfasser auf dem Standpunkt, den u. a. Dacqué (a. a. O., S. 292) einnimmt, der betont, daß das Erscheinen neuer Typen ein heute noch völlig ungelöstes Rätsel sei, und daß man mit dem so oft beliebten Mittel der Wanderungen nichts oder so gut wie nichts erreiche. Was den letzteren Punkt betrifft, so weist Dacqué mit Recht darauf hin, daß ungezählte Jahrtausende nötig wären, um den Austausch der Formen über fast alle Gebiete der Erde zu erklären. Wanderungen sind nach ihm nicht unbedingt ausgeschlossen, aber doch nur in vereinzelten Fällen festzustellen. Diese Ausnahmen bei dem Auftauchen und bei der Verschiebung einzelner Arten sollen noch kurz berührt werden, soweit sie das Tertiär und Quartär betreffen.

So treten nach Semper (124) die Nummuliten zuerst im Eocän von Indien auf, dringen von da in das Mittelmeergebiet und später in das Pariser Becken vor, um im Oligocän einen Teil der Ostküste von Amerika zu besiedeln. Auch von der Flyschzone nimmt man an, daß sie gewandert sei (Dacqué a. a. O., S. 286), sie setzte in den Karpathen im Neocom ein, entwickelte sich in Bayern in der Oberen Kreide und langte im Tertiär in der Schweiz an.

Schon oben war ferner auf das eigentümliche Verhalten vereinzelter Gruppen des Septarienton-Meeres hingewiesen: im Rheintal wanderte *Leda Deshayesiana* von N ein und gelangte etwa bis in die Gegend von Hagenau; von S drangen aber gleichzeitig die Fischgattungen *Amphisyle* und *Meletta* vor und erreichten das Mainzer Becken. Bei der Ortsveränderung dieser Tiergruppen ist aber die Frage zu untersuchen, ob diese Wanderungen aktiv oder passiv waren, d. h. ob das Meer jener Zeit diese Formen nur mechanisch mit sich verschleppte, oder ob sie sich selbständig im Meer fortbewegten. Der geschichtliche Vorgang ist nun offenbar so gewesen, daß das Meer damals im N sowohl wie im S schon längere Zeit bestand, ehe eine Verbindung im heutigen Rheintal sich vollzog. Nimmt man als Vereinigungspunkt die Gegend des Mainzer Beckens an, so ist über diesen Bezirk hinweg *Leda Deshayesiana* weit nach S vorgedrungen; verlegt man ihn in die Höhe von Hagenau, so wanderten umgekehrt die Fischgattungen von S her nordwärts über diesen Ort hinaus, und ebenso, wenn man als Treffpunkt der Meere die Gegend etwa von Basel ins Auge fassen würde. Kurzum, man mag die Sache betrachten, wie man will, immer ergibt sich, daß zu jener Zeit ver-

einzelte Formen nicht passiv vom eindringenden Meere verschleppt wurden, sondern selbständig eigene Wanderungen vorgenommen haben.

Die sorgfältige Analyse, die Kautsky (872) dem Mittelmiocän von Hemmoor und Basbek Osten angedeihen läßt, führte u. a. zu dem bemerkenswerten Ergebnis des Austausches von Formen zur Mittelmiocän-Zeit (vgl. S. 102), und zwar erschienen damals in Hemmoor zahlreiche Formen, die vorher nur aus dem Burdigal Frankreichs bekannt waren, und gleichzeitig stellten sich im Mittelmiocän Westfrankreichs viele Arten des norddeutschen Untermiocäns ein. Es hat also ein teilweiser Austausch der Arten stattgefunden, ein Vorgang, der bei der Begrenzung der damaligen Meere mit Sicherheit auf aktive Wanderungen schließen läßt.

In ähnlicher Weise gelangten die nördlichen Meeresconchylien im jüngsten Tertiär in das Mediterrangebiet durch kalte Strömungen, ein Zeichen der beginnenden Klimaverschlechterung, worauf Dacqué (a. a. O., S. 344) hinweist.

Ein weiteres Beispiel aktiver Wanderungen liegt unzweifelhaft im Diluvium bei der Eemfauna vor. Hier zog eine ganze Anzahl von Tieren aus dem Gebiet des Mittelmeeres usw. in die Nordsee, ja gelangten teilweise bis nach Westpreußen und Ostpreußen, es waren das die oben (S. 125) ausführlich erwähnten sogenannten lusitanischen Formen. Was für Beweggründe es gewesen sind, die diese Tiere veranlaßten, ihr altes Heimatsgebiet zu verlassen und neue Gegenden aufzusuchen, weiß man heute noch nicht mit voller Sicherheit. Man muß aber doch wohl annehmen, daß in den eisfreien Zeiten des Diluviums in Nordeuropa ein Klima herrschte, das dieselben Lebensbedingungen für jene Tiere bot, wie die alte Heimat, also günstiger war als das heutige. Diese Verbesserung des Klimas hielt ja auch noch unmittelbar nach der Eiszeit an, denn es wird von verschiedenen Forschern angenommen, daß damals im atlantischen Randgebiet etwas bessere klimatische Verhältnisse vorhanden waren als heute.

Die Auswanderung der Gattung *Astarte* in kältere Bezirke ist schon oben (S. 126) kurz hervorgehoben. Es mag noch hinzugefügt werden, daß sich diese Zurückziehung etwa im jüngeren Pliocän vollzogen hat, denn Astarten kommen nach Tesch (993) im Unteren und Mittleren Pliocän der Niederlande und von Belgien noch häufig vor, nicht mehr oder nur noch vereinzelt aber im Oberen Pliocän; dagegen lebten sie in letzterer Zeit noch verhältnismäßig zahlreich in dem etwas kühleren England.

Nun noch ein Wort über die schon im jüngeren Mittelmiocän von Holland (Wintersvyk usw.) und Norddeutschland (Dingden) bekannte *Cyprina islandica*, aus deren Auftreten man die weitgehendsten Schlüsse gezogen hat. Daß ihr Vorkommen gegenüber *Yoldia arctica* nicht auf eine Verbesserung des Klimas hinweist, ist bereits erwähnt (S. 119), und die Annahme von Torell, daß beide Arten sich ausschließen, hat sich nicht bestätigt; denn die Verbreitung von *Cyprina*

islandica reicht, um es zu wiederholen, heute vom nördlichen Eismeer bis mindestens nach Portugal.

Dann hat man die Anwesenheit dieser Form im Pliocän der Mittelmeerländer als einen Beweis für die zunehmende Abkühlung des Klimas gegen Ende der Tertiärzeit ansehen wollen. Aber Wepfer (1100) zeigt einwandfrei das Irrige dieser Auffassung, denn er weist nach, daß *Cyprina islandica* bereits im älteren Pliocän des Piemont und von Algier vorkommt, d. h. »zu einer Zeit, da bei uns noch stellenweise Edelkastanie und Lorbeer, in Südfrankreich aber noch Palmen (*Chamaerops* und *Sabal*) gedeihen«. Dieselbe Art findet sich nach ihm aber auch im Postpliocän des Mte. Pellegrino bei Palermo und im Pliocän des Mte. Mario bei Rom. Von einer Abkühlung gegen Ende der Tertiärzeit und im Diluvium der Mittelmeerländer kann daher wohl keine Rede sein, *Cyprina islandica* ist eben eine der zahlreichen Arten, die klimatisch höchst indifferent ist und durchaus nicht als eine boreale Form in Anspruch genommen werden kann. Ebensowenig ist eine Auswanderung aus nördlichen Gebieten nachzuweisen, denn sie findet sich ja schon zur älteren Pliocänzeit im Bereich der Mittelmeerländer und ebenso im Coralline Crag und Red Crag Englands, d. h. im Mittel- und Oberpliocän. Dieses eine Beispiel für viele mag zeigen, wie mißlich es ist, aus dem Auftreten einer einzelnen Art weitgehende Schlüsse in klimatischer Hinsicht zu ziehen. Man muß, um zu einem klaren Bilde zu kommen, jedesmal vor allen Dingen berücksichtigen, wie weit die betreffende Art klimatisch und ökologisch wandelbar ist. Das ist aber für jede Art ebenso fest umschrieben wie gleichzeitig mehr oder weniger verschieden; die einen Tiere sind in dieser Hinsicht außerordentlich empfindlich und sterben ab oder verkümmern, sobald sie veränderten Lebensbedingungen ausgesetzt sind, die anderen sind gleichgültiger gegen klimatische Unterschiede und vermögen sich sowohl in arktischen wie in gemäßigten Regionen zu halten. Diese Sätze gelten naturgemäß nur für den Zeitpunkt, in dem die betreffenden Arten lebten. Daß im Wandel der Zeiten Anpassungen an andere klimatische und sonstige Verhältnisse sich vollziehen können, ist ja eine altbekannte Tatsache, es braucht nur an die vorhin erwähnte Wanderung von *Astarte* erinnert zu werden, an die Umbildung einiger marinen Krebse der Ostsee in Süßwasserformen, die wahrscheinlich zur Ancyluszeit erfolgte (1055), von dem groben Beispiel der Gattungen *Elephas* und *Rhinoceros* ganz zu schweigen.

In die diluviale Zeit ist auch das Auftreten von *Bela incisula* zu verlegen, die nach Geinitz (1054, 1055) als amerikanischer Zuwanderer anzusehen ist und sich bei Skaerumhede unter den gemäßigten Elementen vorfand, jedenfalls durch Strömungen des warmen Golfstromes zu der Wanderung veranlaßt.

Zur Litorinazeit wanderten viele Formen in die salziger gewordene Ostsee ein. So erschien die Auster, heute in der Ostsee unbekannt, damals im Kleinen Belt, in den äußeren Teilen der Haderslebener Förde, in der Eckernförder Bucht, im Alsensund, an der

Kieler Förde und in der Neustädter Bucht (1109). Untersucht man die deutsche Strandfauna an der heutigen Ostsee, so finden sich etwa von Greifswald an ostwärts ganz ausschließlich fünf Formen in ungeheurer Anzahl von Individuen, nämlich vier Lamellibranchiaten: *Cardium edule*, *Mya arenaria*, *Mytilus edulis* (gelegentlich mit *Balanus*), *Tellina baltica*, und ein einziger Gastropod, die kleine Brackwasserform *Hydrobia ulvae*; die alte Erscheinung, daß brackische und süße Gewässer außerordentlich reich an Individuen, aber meist recht arm an Arten sind (Cerithienschichten und Hydrobienschichten des Mainzer Beckens; Sarmat des Wiener Beckens). Aber äußerst charakteristisch ist die vertikale Verteilung jener Tiere. Hier hat sich gezeigt, daß die heute überaus gemeine *Mya arenaria* in allen Bohrungen fehlt — im Gegensatz zu den übrigen vier Arten, die sämtlich bis 20 oder 21 m unter Meereshöhe angetroffen werden. Daraus geht aber hervor, daß *Mya arenaria*, die schon im Pliocän der Niederlande und Belgiens, vorzüglich aber Englands vorhanden ist, erst in allerjüngster Zeit, also lange nach der Litorinazeit, in die Ostsee eingewandert ist: ebenso fehlt sie in den gehobenen Schichten des westlichen Schonens, die sonst alle lebenden Arten enthalten.

Allerdings zeigen neuere Untersuchungen von Jensen[1], daß diese *Mya arenaria* eine erst jetzt in die skandinavischen Gewässer vordringende südliche Art ist, während die sogenannte hochnordische *Mya arenaria* als eine nicht abgestutzte Form der *Mya truncata* aufgefaßt wird.

Beiläufig mag noch nachgetragen sein, daß *Mya arenaria* seit einiger Zeit an der Westküste von Nordamerika bekannt ist. Sie erschien 1874 in Kalifornien (Oakland und Alameda bei San Francisco) und scheint zufällig mit Austernbrut verschleppt zu sein; sie vermehrt sich dort in rapider Weise.

Von weiteren aktiven Wanderungen während jener Periode sei auf *Littorina littorea* selbst verwiesen, die damals bis in den bottnischen Meerbusen vordrang, heute aber auf die westliche Ostsee beschränkt ist. Noch weiter ging *Littorina rudis*, var. *tenebrosa*, die gegenwärtig bei Bornholm ihre Ostgrenze hat, und *Scrobicularia piperata*, die jetzt nicht östlich von Warnemünde bekannt ist, ist jetzt massenhaft im Untergrund des Holms bei Danzig zutage gekommen (1109).

Betreffen diese Beispiele mit Sicherheit aktive Wanderungen, so kann man in anderen Fällen zweifelhaft sein, so bei dem Auftreten der ersten Yoldien in Ostdeutschland. Das Meer fanden sie ja schon vor, denn die präglaziale Cardienbank griff bereits tief in Westpreußen und Posen ein. Diese Zeit ist daher beiläufig zugleich die Geburtsstunde der Ostsee, nicht, wie W. Wolff (1109) neuerdings angibt, erst die ungleich jüngere zweite Interglazialzeit. Aber die

[1] Studier over nordiske Mollusker. I. Mya. Vid. Medd. nath. Foren. Kjöbenhavn 1900, S. 133.

Yoldien samt ihren Begleitern zogen nicht freiwillig nach dem Süden, sie wurden vielmehr mit Gewalt durch das im Vorrücken begriffene Inlandeis genötigt, ihre Wanderungen in der angegebenen Richtung vorzunehmen. Es dürfte sich also in diesem Falle nicht um eine freiwillige, sondern um eine erzwungene Ortsveränderung handeln, und man weiß füglich nicht recht, ob man ein derartiges unfreiwilliges Aufgeben der alten Heimat noch zu den aktiven Wanderungen rechnen soll oder nicht, doch sind das akademische Erörterungen, die hier wohl ausscheiden können.

Daß dagegen *Dreyssensia polymorpha* wenigstens zum Teil durch Schiffe oder Schiffsbauholz verschleppt wurde, ist bereits (S. 121) erwähnt.

Gegenwärtig zeigt sich in England (seit 1890), Belgien (1899), an der französischen Küste (1906), in Holland (1907), bei den ostfriesischen Inseln und in Schleswig-Holstein — Norderney, Sylt, Langeness — (1906) sowie bei den dänischen Nordseeinseln (1907) ein zweiter amerikanischer Einwanderer, *Petricola pholadiformis*[1]) Lam., die wohl als Larve in Ballast eingeführt wurde.

Ferner ist ja bekannt, welch ein Austausch von (litoralen) Formen sich durch den Durchstich des 1869 eröffneten Suezkanales vollzogen hat[2]). Walther gibt[3]) einen ausführlichen Auszug aus der Arbeit von Keller und führt auch noch weitere Belege aktiver Wanderungen an, auf die hier verwiesen sei.

Kaum ist dagegen das Auftreten von *Littorina littorea* an der atlantischen Küste Nordamerikas als aktive Wanderung zu buchen. Sie wurde mit Sicherheit zum ersten Male im Jahre 1857 bei Halifax beobachtet. Da sie indessen von Island, Grönland und Labrador nicht bekannt ist, wird sie wohl durch Menschenhand absichtlich oder unabsichtlich nach der nordamerikanischen Küste gebracht worden sein (Nachrichtsbl. D. Malakoz. Ges. 19, 1887, S. 16/17).

Diese kurze Übersicht zeigt, daß wenigstens für vereinzelte Formen oder Gruppen Wanderungen doch eine erhebliche Rolle spielen.

Daß beiläufig der Mensch künstlich Formen von weither verpflanzt hat, ist ja bekannt, es sei da, um einige Beispiele anzuführen, an den im Mittelmeer heimischen *Spondylus pictorum* erinnert, der vereinzelten Toten einer bestimmten neolithischen Epoche in Rheinhessen als Schmuck beigegeben wurde (507), sowie an *Cypraea moneta*, die vom Roten Meer bis nach Ostindien verbreitet ist und u. a. in einer Graburne von Pommern (Stolpe) sowie im Osthafen von Frankfurt a. M. beobachtet wurde (Correspbl. Ges. Anthrop. 1872, S. 42; Nachrichtsbl. D. Malak. Ges. 43, 1911, S. 104). — Weitere Beispiele

---

1) C. Böttger, *Petricola pholadiformis* Lam. Nachrbl. d. D. Malakozool. Ges. 39, 1907, S. 206—217. M. 2 Textfig.

2) C. Keller, Die Fauna im Suezkanal und die Diffusion der mediterranen und erythraeischen Tierwelt. Denkschr. Schweiz. Ges. f. Natw. 28, Abt. III, S. 2—39. Basel 1882. M. Karte.

3) J. Walther, Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft, S. 189 ff. Jena 1893/94.

dieser Art finden sich in d. Nachrichtsbl. D. Malak. Ges. 18, 1886, S. 146 ff., sowie 50, 1918, S. 120 u. 123. Für die jungpaläolithischen Vorkommen gibt Wiegers eine überaus sorgfältige Zusammenstellung (Diluvialprähistorie als geologische Wissenschaft. Abh. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 84, S. 168 ff. Berlin 1920). Wichtig in dieser Hinsicht sind auch die Arbeiten von Conwentz (Über die Einführung von Kauris und verwandten Schneckenschalen als Schmuck in Westpreußens Vorgeschichte. Mitt. Westpr. Geschichtsver. 1, S. 10—14, 1902) und Kossinna (Zeitschr. f. Ethnologie 37, S. 399, 1905).

Tertiäre Flußläufe.

Die Ausbeute an tertiären Flußläufen ist alles in allem heute noch nicht sonderlich groß, doch machen sich naturgemäß zwischen älterem und jüngerem Tertiär erhebliche Unterschiede bemerkbar. Denn die Schwierigkeit der Rekonstruktion wächst, je mehr man sich der Kreidezeit nähert. Die Gründe liegen ja auf der Hand: je weiter man in das Tertiär zurückgeht, um so mehr haben Sedimentationsvorgänge, hervorgerufen u. a. durch flächenförmige Verbiegungen, also epirogenetische Bodenbewegungen, daneben aber auch echte Verwerfungen u. a. m. das ursprünglich einheitliche Bild der Flußläufe verwischt. Dazu kommen noch tatsächliche Schwierigkeiten in der Verfolgung der Teilstücke. Wenn nämlich z. B. ein größeres Becken in den Lauf eines Flusses eingeschaltet ist, so kann dieses alle Schotter des Oberlaufes abfangen. Hat er sich bis dahin etwa über krystalline Gebirgsglieder fortbewegt, der Unterlauf dagegen über paläozoische oder mesozoische Schichten, so werden die Terrassenkiese im Unterlauf und Oberlauf petrographisch verschieden sein, trotzdem aber gleiches Alter besitzen. Man kann daher wohl aus der gleichen petrographischen Beschaffenheit von Terrassenkiesen unter Umständen auf ein gleiches Alter der Teilstücke schließen, aber man kann den Satz nicht umkehren und stets aus der Verschiedenheit der Schotter ein verschiedenes Flußsystem folgern.

Für das Eocän Englands nimmt Semper (125) einen von NW kommenden Flußlauf an, der die weitere Verbreitung der Nummuliten verhindert habe (vgl. S. 27).

Für Norddeutschland ist Stolley (127) der Ansicht, daß das Auftreten von echten marinen Tieren zusammen mit Insekten, Früchten und Holzstücken von Coniferen in Toneisensteinen des Untereocäns auf Ablagerungen an der Mündung großer Ströme oder im Bereich des Ästuariums hindeute.

In eocänen Süßwasserkalken von Sigolsheim unweit Kolmar treten Gerölle auf, die als Flußabsätze angesprochen werden (vgl. S. 49).

Bei den oligocänen Küstenkonglomeraten weist Deecke mit Recht

darauf hin (Geologie v. Baden III, 96), daß ein Teil dieser Bildungen vielleicht als fluviatil aufzufassen sei.

In den Niederlanden erscheint unter echtem Septarienton ein Brackwasserton, der dem Rupélien fluviomarin der Belgier entspricht.

Im oberen Erzgebirge wurden zur Zeit des mittleren Oligocäns in mächtigen Schichten vollkommen gerundete Quarze und Gerölle von Kieselschiefer durch Flüsse abgelagert, deren Quellgebiet nur im Innern Böhmens gelegen haben kann[1]). Auf Flußgerölle oligocänen Alters aus dem Gebiet nördlich vom Thüringer Wald macht Zimmermann I aufmerksam[2]).

Geib (427) entdeckte bei Kreuznach im Unteren Rupelton Quarzsande und Schotter von 25 m Mächtigkeit mit ortsfremden Geröllen, die nur fluviatil gedeutet werden können.

Einen sicheren Flußlauf aus der Zeit des Unteren Cerithienkalkes gibt Kinkelin (469) an. Der Fluß entsprang am Taunus, überquerte den Main und mündete wohl bei Offenbach in das damalige Cerithienmeer, kam also von N her. Die südlichsten Spuren entdeckte Kinkelin bei Seckbach. Nördlich davon, bei Vilbel, besitzen die fluviatilen, fossilleeren, rein quarzigen Sande und Gerölle eine Mächtigkeit von 7—8 m. Weiter nördlich aufwärts kennt man diese Quarzkonglomerate von Massenbach[3]), zu denen wohl auch ähnliche Absätze bei Rendel und Münzenberg gehören (667).

Gegen Ende des Oberoligocäns setzten sich Quarzschotter ab, die als fluviatile Bildungen dieser Periode angesprochen werden; Mordziol[4]) hat sie unter dem Namen der Vallendarer Stufe ausgeschieden und weithin verfolgt. Sie sind von ihm nachgewiesen in der Trierer Bucht, der Vordereifel, im Plateau zwischen Mosel und Rhein, im östlichen Neuwieder Becken, sowie im Westerwald und Limburger Becken. Ähnliche, wohl ebenfalls hierher gehörende Flußgerölle finden sich aber auch im Niederrheingebiet (Wassenberg) (590).

Von großer Bedeutung sind dann die Untersuchungen von Mordziol über die pliocänen Schotter im Rheingebiet, denn er konnte zeigen, daß die unterpliocänen Dinotheriensande des Mainzer Beckens mit den pliocänen Flußschottern (Kieseloolithschotter) des Rheintales in genetischem Zusammenhang stehen[5]). Diese Bildungen

---

[1]) E. Vetter, Mitt. Ges. Erdk. Leipzig f. 1917—1919, S. 120.

[2]) E. Zimmermann, Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen. Neue Landeskunde d. Hzgt. Sachs.-Mein. 43. Heft. Hildburghausen 1902, S. 186.

[3]) Erl. z. geol. Spezialkarte v. Preußen. Lf. 21. Bl. Frankfurt a. M. Berlin 1882, S. 7.

[4]) C. Mordziol, Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Z. d. D. Geol. Ges. 60, 1908, Monatsber. S. 270—284. M. 1 Textfig.

[5]) S. vorstehendes Zitat; dort auch weitere Literatur. Vgl. auch C. Mordziol, Ein Beweis für die Antezedenz des Rheintaldurchtales. Z. Ges. Erdk. Berlin 1910, S. 77—92 und 159—173. M. zahlr. Abb.

sind nunmehr nachgewiesen von Alzey (Eppelsheim) über Goarshausen (Urbar, Reitzenhain), das Neuwieder Becken (Stromberg), Duisdorf bei Bonn, Grevenbroich usw., d. h. vom Süden Rheinhessens bis nach Holland; der alte Flußlauf lag also zeitweise bedeutend westlicher als der heutige Strom. Ausgezeichnet sind diese unterpliocänen Kieseloolithschotter durch Führung von zertrümmerten verkieselten Fossilien, vor allem Austern, Serpeln, Crinoiden, aber auch *Cidaris*, *Avicula*, *Turritella* werden beobachtet (Malm z. T.)[1]; alpines Material fehlt. Diese Kieseloolith-Gesteine wurden, abgesehen vom Rhein, auch vor allem von der Mosel und der Maas transportiert, sie könnten nach Freudenberg und Deecke für das Gebiet des Mainzer Beckens und bis zur Einmündung der Mosel wohl auf oolithische Hornsteine des Mittleren Muschelkalkes von Baden, Schwaben und des Elsaß zu beziehen sein.

Das Auftreten von kleineren Kieselschiefer-Geröllen im Miocän der Gegend von Göttingen und Kassel (Hoher Hagen bei Dransfeld, Gahrenberg bei Münden) weist auf einen Flußlauf von südnördlicher Richtung und einiger Länge hin, denn diese paläozoischen Kieselschiefer entstammen nach der bisherigen Annahme dem Edergebiet in Hessen. Neuere Funde im Werratal 3—4 km östlich von Münden zeigen aber, daß die Herkunft der Kieselschiefer in den (185 — 125 =) 60 m über dem Flußspiegel gelegenen Kiesen nicht einseitig aus dem Edergebiet angenommen werden darf. Von besonderer Wichtigkeit ist der Nachweis von Cenomangeröllen in fluviatilen Miocänsanden in der Gegend von Kassel (neue Drusel, Schauenburg bei Hoof, Schenkelsberg bei Oberzwehren), die bei der leichten Zerstörbarkeit der Gesteine wohl auf die frühere Anwesenheit dieser Stufe in dieser Gegend hinweisen und die Verbindung der norddeutschen Kreide mit der süddeutschen (Regensburg) dartun. In ähnlicher Weise lassen sich bei Kassel auch aus der älteren, wohl eocänen Braunkohlenformation Flußreste feststellen, die Gerölle von Kieselschiefer, Tonschiefer, Milchquarze usw. führen (Möncheberg, Stellberg bei Wattenbach, Habichtswald).

Die Entstehung des Rheines.

Eng verknüpft mit der Entwicklung des Tertiärs im Mainzer Becken ist die Entstehung des Rheines.

Von einem Mainzer Becken kann man eigentlich erst dann reden, nachdem die nördliche und südliche Abschnürung des Meeres in jener Gegend vollendet war, d. h. auf der Höhe des Cerithienmeeres, also etwa gegen Ende der Oberoligocän-Zeit. Hier zwingen mehrere Gründe, ein recht ausgedehntes Flußnetz anzunehmen. Einmal ist doch die Aussüßung des Cerithienmeeres durch Zufuhr von Süßwasser, d. h. unter Mitwirkung von Flüssen erfolgt, zum anderen: wo ist der Salzgehalt des ursprünglichen Meeres geblieben? Nimmt man ihn während des Mitteloligocäns zu 2—3% an, so heißt das doch nichts

[1]) Cl. Schlüter, Zur Heimathfrage jurassischer Geschiebe im westgermanischen Tieflande. Z. d. D. Geol. Ges. 49, 1897, S. 492 ff.

Anderes, als daß in jedem Liter des Meeres 20—30 g Salz enthalten gewesen sind, in jedem Kubikmeter also 20—30 kg. Das ergibt aber auf das ganze damalige Meer im Bereich des Mainzer Beckens berechnet ungezählte Tonnen Salz. Da sich nun nirgends im Tertiär dieses Gebietes und in diesen Tertiärstufen Salzlager vorfinden, so muß man annehmen, daß damals auch Flüsse gleichzeitig dem Mainzer Becken entströmten, die das zunächst noch recht salzige Wasser fortführten. Man muß also mit zwei Systemen von Flüssen rechnen, solchen, die in das Becken einmündeten, und solchen, die es verließen. Wo im einzelnen diese Flüsse gelegen haben, wird sich von den wenigen angeführten Fällen abgesehen wohl kaum noch mit Genauigkeit ermitteln lassen. Indessen läßt sich die Lage eines Abflusses mit ziemlicher Sicherheit angeben. Denn da die vorher erwähnten Zuflüsse sämtlich vom N kamen und etwa dem Taunus entsprangen, kann nicht zu gleicher Zeit auch nach dieser Richtung hin eine Entwässerung stattgefunden haben, und nichts liegt näher, als die Annahme, daß sich ein Abzugskanal südlich vom Mainzer Becken im heutigen Rheintal befunden hat, in derselben Niederung, in der kurz zuvor das mitteloligocäne Meer geflutet hatte. Übereinstimmend wird ja auch angenommen, daß der alte Ur-Rhein durch den Doubs (Pforte von Belfort) mit dem Rhone-System in Verbindung gestanden habe. Als Zeit kommt aber wohl nur die der Cerithienschichten in Betracht.

Man kann aber noch etwas weiter zurückwandern und die Zeit des Cyrenenmergels untersuchen. Schon damals hat entschieden eine Aussüßung begonnen, da diese Bildung sicher brackischer Natur ist. Sie konnte durch zweierlei bedingt sein: entweder, bei gleichbleibendem Salzgehalt, durch gleichzeitige Vergrößerung des Wasserbeckens, oder, bei unveränderten Größenverhältnissen des letzteren, durch Fortführung von Salz. Im ersteren Falle würde es sich also um eine relative, im zweiten um eine absolute Abnahme des Salzgehaltes handeln. Über diese Frage gibt die Paläogeographie jener Zeit, die vor allem durch Wenz (579) sehr gefördert ist, einwandfrei Auskunft; in bezug auf das unmittelbar vorhergehende Septarienton-Meer hat während der Cyrenenzeit kaum eine Vergrößerung, sondern eher eine geringe Einschränkung des Meeres stattgefunden. Daraus folgt aber, daß es damals schon mindestens einen Fluß gegeben haben muß, der dem Meer zur Cyrenenzeit Salz abzog, doch kann das der alte Ur-Rhein nicht gewesen sein, da ja das Cyrenenmeer fast das ganze heutige Rheintal einnahm: es ist im Mainzer Becken, in der Rheinpfalz, bei Bruchsal und bis nach Basel hin nachgewiesen. Es bleibt also nur die nächst jüngere Stufe, das Cerithienmeer, übrig, das bei beträchtlicher räumlicher Beschränkung schließlich gegen Ende dieser Periode fast ununterbrochen der Aussüßung unterlag und daher ein recht erhebliches Flußsystem erforderte, und nichts hindert daran, anzunehmen, wie vorhin angedeutet, daß sich in der alten Rheinniederung ein Fluß südwärts etwa auf Basel zu bewegt hat. Das wären also die allerersten Anfänge des Oberrheins, und man kann daher für diesen Teil des Stromes wohl die Cerithienzeit, also die Wende der Oligocän- zur

Miocänperiode, als die Geburtsstunde des Rheines ansehen. Freilich, der Niederrhein ist ungleich jünger. Während der ganzen Miocänzeit war er wohl kaum vorhanden. Erst im Pliocän, vor allem aber auch während des Diluviums, durchnagte er langsam das in mehreren Etappen ungleichmäßig emporsteigende Rheinische Schiefergebirge, vielleicht unter Benutzung von Verwerfungen und Spalten, blieb also ähnlich wie bei der unten zu besprechenden Weser gegenüber der Aufwölbung des Bodens Sieger. Als durchgehender Fluß existierte aber der Rhein im Pliocän noch nicht, denn wie Steuer[1]) zeigte, finden sich alpine Gerölle in der Rhein-Mainebene wie auch im Rheintal des Schiefergebirges erst im älteren Diluvium. Im übrigen liegt es außerhalb des Rahmens dieser Arbeit, die verschiedenen Zufuhrwege, die zu den großen miocänen und — teilweise wohl auch — pliocänen Süßwasserbecken im Bereich des Mittelrheines führten, zu verfolgen, es sollte hier nur kurz auf die ersten Anfänge des Rheines hingewiesen werden. Ebenso muß die Verfolgung der ersten Bildungen von Lahn, Mosel usw. hier unterbleiben. Arldt hat diese Dinge sorgfältig zusammengestellt (Handbuch der Paläogeographie, S. 758 ff.).

Für das Miocän wäre einmal auf die bereits früher (S. 114) erwähnte Herausbildung der Maas und Schelde hinzuweisen, sodann aber auch auf das Elbsandsteingebirge, dessen miocäne Flußläufe Arldt (a. a. O., S. 769) rekonstruiert. Auf der holländischen Insel Schouwen (Haamstede) macht Steenhuis (543) auf fragliches fluviatiles Miocän sowie auf zwei Horizonte von fluviatilem Oberpliocän (Amstélien) aufmerksam. Einen mittelmiocänen, jedenfalls aus SO kommenden Strom am Nordostabfall der Eifel führt K. E. Dittmann an (Das Tertiär am Nordostabfall der Eifel. Diss. Aachen 1912, 43 S., m. 7 Taf.).

Nach gütiger Mitteilung des Herrn Dr. G. Berg findet sich an der Ludwigsbaude im Isergebirge zwischen Schreiberhau und Flinsberg ein vorzügliches Beispiel einer Talwasserscheide. In einer breiten Talmulde, die vom Hohen Iserkamm im S und vom Kemnitzkamm im N begrenzt wird, entspringen der Kleine Zacken und der Queiß. Ersterer durchfließt die Talmulde ostwärts gegen Petersdorf, letzterer westwärts gegen Flinsberg. Die Erosion beider Flüsse hat erst eingesetzt, nachdem in spättertiärer, vermutlich obermiocäner Zeit die tektonischen Einbrüche des Hirschberger und des Friedeberger Talbeckens erfolgt waren. Früher muß ein einheitlicher Fluß die Talmulde durchflossen haben. Da der Boden des ehemaligen Tales durch Erosion fast ganz zerstört ist, die spärlichen Reste auch durch spätere Hebungen und Senkungen in wechselnde Höhenlage gerieten, kann man leider nicht mehr feststellen, ob der tertiäre Fluß ostwärts oder westwärts floß, und ob daher der Zacken oder der Queiß zurzeit einen der alten Gefällsrichtung entgegengesetzten Ver-

[1]) A. Steuer, Über das Vorkommen von Radiolarien-Hornsteinen in den Diluvialterrassen des Rhein-Tales. Notizbl. Ver. Erdk. u. d. Großhzgl. geol. Landesanst. Darmstadt 1906.

lauf nimmt. — Jungtertiäre Flußläufe in Niederschlesien führen Seifengold[1]).

Auf einen miocänen Fluß ist jedenfalls auch das Auftreten von *Fusus multisulcatus* in Süßwasserbildungen des Miocäns von Stolp (Pommern) zurückzuführen, dem ältere Sedimente, vor allem wohl Stettiner Sande, zum Opfer fielen.

Im Pliocän häufen sich die Beobachtungen. Abgesehen von den unterpliocänen Kieseloolithschottern, die vorhin besprochen wurden, führt Kinkelin (469) ein im Taunus entspringendes Flüßchen an aus dieser Periode, das bei Bad Weilbach vorbeifloß; in den wenig gerundeten Flußgeschieben, die zuweilen zu einem groben Konglomerat verkittet sind, fanden sich Zähne von ***Mastodon longirostris.*** Ähnliche Flußgerölle beobachtete er bei Praunheim und in Rödelheim unweit Frankfurt a. M.; sie treten auch im Hardtwald zwischen Homburg und Friedrichsdorf auf.

Ein altpliocäner Flußlauf scheint auch in den Ablagerungen des sogenannten Kaolinsandes von Schleswig-Holstein (S. 109) vorzuliegen.

Eingehend sind die pliocänen Terrassen vom Vogesenrand neuerdings von Keßler untersucht worden, es möge hier genügen, auf diese wichtige Arbeit hingewiesen zu haben (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 71, S. 152—163. 1919). Ebenso ist das höchst wechselvolle Kampfgebiet zwischen Rhein und Donau von Arldt (a. a. O., S. 761 ff.) ausführlich behandelt.

Aus dem Oberpliocän verdient eine Beobachtung von Fliegel (1004) Erwähnung, der bei Nütterden über marinem Mittelpliocän eine weiße Quarzsandablagerung feststellte, die wohl als Delta- oder Lagunenbildung aufzufassen ist. Gleichalterig scheint der »Glimmerton« zu sein, der im Rheintal bei Cleve auftritt.

Der Durchbruch des Rheines durch das sich aufwölbende Rheinische Schiefergebirge lockt zu einem Vergleich mit dem Weserengpaß der Porta Westphalica heraus. Es ist eigentlich auffallend, daß dieses Problem, soweit bekannt, bisher noch nicht eingehender untersucht ist. Auch hier scheint es, daß der Flußlauf älter ist als die Aufwölbung, doch läßt sich aus Mangel an nachweisbaren alten Terrassen das genaue Alter der Aufrichtung vorläufig noch nicht feststellen. Man kann nur annehmen, daß sie etwa ein alttertiäres Alter besitzt; wie früher erwähnt, treten im marinen Oberoligocän von Astrup bei Osnabrück Gerölle von Keuper und Jura auf, die von dem unmittelbar benachbarten Wiehengebirge stammen, der westlichen Fortsetzung der Weserkette. Der Fluß hat dann, jedenfalls durch die sogenannte Porta-Verwerfung unterstützt, die eine Sprunghöhe von etwa 25 m besitzt, mit dem langsamen Ansteigen des Bodens gleichen Schritt gehalten und ist schließlich bei dem nicht allzu großen Betrag der Hebung und dem Umstand, daß die Weserkette aus ver-

[1]) A. Zöllner, Braunkohle XIX. Nr. 38. 1920/21. S. 466—468.

hältnismäßig weichen Gesteinen besteht, in diesem Kampfe gegen das emporsteigende Hindernis als Sieger hervorgegangen.

Das Pliocän von Thüringen mit *Mastodon arvernensis, ? Elephas meridionalis, Equus Stenonis* u. a. m. ist von Wüst[1]) monographisch behandelt worden. Die fluviatilen Bildungen gehören nach ihm z. T. sicher dem Jungpliocän an. Der Unterlauf der Flüsse scheint dem diluvialen Inlandeis größtenteils zum Opfer gefallen zu sein oder unter seinem Schutt vergraben zu liegen.

Ein ausgedehntes Flußnetz wird auch von Philippi[2]) in Thüringen angenommen; es muß auch hier genügen, auf diese wichtige Arbeit hingewiesen zu haben, der nur in einem Punkte von Henkel widersprochen wird[3]).

Ob die spärlichen Reste von Pliocän in Ostdeutschland mit *Rhinoceros* und zwei verschiedenen Mastodonarten von Thorn und Obornik auf fluviatile Absätze hindeuten, bedarf noch weiterer Untersuchungen (Jentzsch, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 65. 1913. Monatsber. 1—2).

Außer diesen und zahllosen anderen Flüssen, die mehr oder weniger sämtlich dem Meere zustrebten, mag noch kurz darauf hingewiesen sein, daß im Tertiär auch Süßwasserbecken bestanden von z. T. erheblicher Ausdehnung. In diese mündete jedenfalls analog den heutigen Verhältnissen eine ganze Anzahl von Flüssen ein. Als eines der größten Becken dieser Art wird man in Deutschland wohl das vom Posener Flammenton eingenommene anzusehen haben, das stratigraphisch Miocän bis älteres Pliocän umfaßt. Da, wie oben ausgeführt, die Ostsee erst zur Präglazialzeit entstand, ist der Gedanke durchaus nicht von der Hand zu weisen, daß in dieses gewaltige Süßwasserbecken nicht nur von Süden und Westen her zahlreiche Flüsse einströmten, sondern auch solche, die in Schweden oder Rußland ihr Quellgebiet besaßen. Wie aber dieses Süßwasserbecken durch Epirogenese entstand, so verschwand es auch dadurch: im jüngeren Pliocän ist das Gebiet des Süßwassers Festland geworden.

Die diluvialen Flußsysteme zu verfolgen, ist nicht Aufgabe vorliegender Arbeit; es sollen nur noch ganz wenige Punkte hervorgehoben werden, die allgemeineres Interesse besitzen.

Einmal gibt Rothpletz (987) an etwas versteckter Stelle eine gute Abbildung aus einer Arbeit von F. W. Harmer wieder, die sich auf die vermutete Fortsetzung des Rheines bezieht. Bei der großen Bedeutung, die dieser Auffassung zugrunde liegt, sei diese Figur auch hier mitgeteilt (Fig. 12). Danach wird angenommen, daß

---

[1]) E. Wüst, Das Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens. Abh. Natf. Ges. Halle, XXIII, 1900, S. 20—352. M. 9 Taf., 2 Textfig. u. 4 Tab. Vgl. auch: W. Schottler, Pliocäner Sand im Fuldatale bei Queck in Oberhessen. Notizbl. V. Erdk. u. d. Großhzl. geol. Landesanst. Darmstadt 1914. 35. Heft. S. 95—100.

[2]) E. Philippi, Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Z. d. D. Geol. Ges. 62, 1910, S. 387 ff. (Auf S. 396 ausführliche Literatur).

[3]) L. Henkel. Die hypothetischen Ur-Flußläufe der Hainleite. Peterm. Mitt. 66, 1920, S. 192—193. M. 7 Textfig.

der Rhein in altdiluvialer Zeit an der Ostküste von England vorbeigeflossen sei und in Verbindung gestanden habe mit der bekannten Ablagerung von Cromer. Zugleich zeigt die Abbildung den vermuteten Rückzug der pliocänen Nordsee.



Fig. 12. Altdiluvialer Rhein und Rückzug der pliocänen Nordsee.

Den Beweis für die frühere Zugehörigkeit der Themse zum Rhein-Maasgebiet konnte Haas[1]) dadurch führen, daß er in Themse und Rhein — teilweise schon für das Diluvium — die gleichen Arten feststellte, nämlich:

Pseudanodonta elongata Hol.,
Pseudunio sinuatus Lam.,
Unio littoralis Kinkelini Haas,
» *batavus* Mat. u. Rack.

In der eben erwähnten Arbeit von Rothpletz wird auch auf die eigenartige Ausbildung der Seine hingewiesen, die sich in ihrem Unterlauf durch eine plateauartige Landschaft hinzieht, dabei aber eine große Anzahl auffallend starker Krümmungen aufweist. Eine derartige Mäanderbildung kommt sonst nur Flüssen mit trägem Gefälle zu, sie pendeln langsam von einem Ufer zum andern, ohne sich irgendwie ein tieferes Bett zu schaffen. In schroffstem Gegensatz dazu zeigt die Seine aber tief (bis 60 m) eingeschnittene Rinnen. Rothpletz führt diese Erscheinung darauf zurück, daß der Fluß

[1]) F. Haas, On Unio, Margaritana, Pseudanodonta, and their Occurence in the Thames Valley. Proc. Malacol Soc. London IX, 1910, S. 106—112.

in jungtertiärer Zeit einen viel weiteren Weg als heute zurückzulegen hatte und infolge seines geringen Gefälles auf dem Hochplateau Mäanderwindung annahm. Beim Einbruch des Kanals wurde jedoch der Lauf der Seine verkürzt und das Gefälle vergrößert. Sollten aber auch hier nicht epirogenetische Bodenbewegungen mitgespielt haben, die das Festland aufsteigen ließen und somit der Seine ermöglichten, sich in gleichbleibendem Tempo in die weichen Tertiär- und Kreideschichten einzuschneiden?

In dem Bernsteinfluß Schwedens (S. 32) wird die Fortsetzung der präglazialen Ur-Weichsel vermutet.

Nachtrag. (Zu S. 23)

Während des Druckes erscheint eine Arbeit von M. Schlosser (Das Eocän und Unteroligocän der bayrischen Alpen; Centrbl. f. Min. usw. 1922, S. 180—184), die wegen ihrer grundsätzlichen Bedeutung hier noch anhangsweise im Auszug mitgeteilt sei. Es ist dem Verf. gelungen, eine Anzahl von Horizonten neu zu entdecken und andere besser zu begründen. Es werden von oben nach unten unterschieden:

10. Aquitanien — fluviatil, limnisch; Inntal: Angerbergschichten (Konglomerate, Sandsteine). Kufstein: Konglomerate, sandige Mergel mit Pflanzen (*Quercus furcinervis*). Kössen: Kohlen und Konglomerate. Reut im Winkel: Mergel mit *Quercus furcinervis*. Alpenvorland: Kohlenführende Molasse.
9. Chattien — nur im Alpenvorland: Ältere Meeresmolasse.
8. Rupelien (Stampien) — nur im Alpenvorland: Fischschichten von Wernleite bei Siegsdorf?
7. Lattorfien (Sannoisien) — marin; Reut im Winkel: Kalkige Strandbreccien. Häring: Zementmergel.
6. Priabonien (Bartonien, Ludien) — marin; Reichenhall, Oberaudorf: Kalke mit reicher Molluskenfauna.
   a) limnisch; Kufstein, Häring: Kohlen mit *Helix*.
   b) brackisch; Kufstein, Häring: Kalkmergel mit Cyrenen und Pflanzen.
5. Oberstes Lutetien (Auversien?) — Kressenberg: Stockletten, Götzreuter Mergel, Granitmarmor. Neubeuern: Granitmarmor.
4. Lutetien — Kressenberg:
   a) Roterz. *Nummulites perforatus*.
   b) Zerstörte Schichten, vererzte Fossilien.
   c) Schwarzerz. *Conoclypeus conoideus*.
   d) Grauer, oolithischer Kalkstein, reichste Fauna »Emanuelflöznebengestein«.

   Adelholzen: Assilinenschichten, *Nummulites millecaput*. Neubeuern (Inntal) und Seyfriedsberg (Allgäu): Assilinenschichten — Strandfazies —.
3. Unterstes Lutetien — Kressenberg: Grünsand mit kreidigen Fossilien, *Nummulites Murchisoni*, *Orthophragmina* . . .
2. Cuisien (Yprésien, Sparnacien) — Kressenberg: Feinkörnige Quarzbreccie, Mikrofauna mit durch Kalkspat regenerierten Schalen, *Nummulites elegans* im Karlstollen. Blomberg bei Tölz: Braungelbe, kalkige Sandsteine, *Nummulites elegans*.
1. Thanetien — Kressenberg: Graugrüne Sandsteine mit kreidigschaligen Fossilien im Ludwigs-Querschlag, dunkelgraue Mergel im Jobstenbruch. Achtaler Grünsandstein mit *Gryphaea Escheri*. Grünten: Graue, sandige Kalke mit *Gryphaea Escheri*?

Literatur-Verzeichnis.

Marines Paleocän.

1. A. D. Archangelski, Paleocäne Versteinerungen aus der Wolgagegend des Gouvernem. Saratow. St. Petersburg 1901. M. 14 Taf. Russisch m. franz. Auszug.
2. M. Blankenhorn, Neues zur Geologie und Palaeontologie Ägyptens. II. Das Palaeogen. Z. d. D. Geol. Ges. 52, 1900, S. 403 ff.
3. O. B. Bøggild, Den vulkanske Ask i Moleret samt Oversigt over Danmarks ældre Tertiärbjergarter. Danm. geol. Und. II. R., Nr. 33, 159 S. M. franz. Auszug, 1 Atlas (16 Taf.) u. 1 Karte. Kopenhagen 1918.
4. W. Deecke, Über eine als Diluvialgeschiebe vorkommende Echinodermenbreccie. Mitt. natw. V. Neuvorpomm. u. Rügens, 1894, S. 11—18.
5. —, Die Soolquellen Pommerns. Ein Beitrag zur Heimathskunde. Greifswald 1898. 79 S. Mitt. natw. V. Neuvorpomm. u. Rügens, Bd. 30.
6. —, Neue Materialien zur Geologie von Pommern. I. Mitt. natw. V. Neuvorpomm. u. Rügens, Bd. 32 u. 33, 1901 u. 1902. Greifswald 1902.
7. —, Geologie von Pommern. Berlin 1907. S. 123—131.

8. G. Fliegel, Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im Niederrheinischen Tiefland. Z. d. D. Geol. Ges. 63, 1911, M.-B. S. 509—528. M. 1 Textfig.
9. —, Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. Z. d. D. Geol. Ges. 65, 1913, M.-B. S. 387—404.
10. P. Friedrich, Über neue Bohrungen in der Umgegend von Oldesloe in Holstein. Mitt. Geogr. Ges. u. d. Nathist. Museums in Lübeck, 22. Lübeck 1918. S. 97 bis 120. M. 2 Taf.
11. —, Der geologische Aufbau der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung. Lübeck 1909.
12. C. Gagel, Über eocäne und paleocäne Ablagerungen in Holstein. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1906, S. 48—62.
13. —, Über die untereocänen Tuffschichten und die paleocäne Transgression in Norddeutschland und im Westbaltikum. Z. d. D. Geol. Ges. 58, 1906, M.-B. S. 327 bis 328.
14. —, Über das Vorkommen von Schichten mit Inoceramus labiatus usw. Centrbl. f. Min. usw. 1906, S. 275—281.
15. —, Über die untereocänen Tuffschichten und die paleocäne Transgression in Norddeutschland. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 150—168. M. 2 Taf.
16. —, Über die Bedeutung und Herkunft der westbaltischen untereocänen Tuff-(Asche-)Schichten. Centrbl. f. Min. usw. 1907, S. 680—688.
17. —, Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Geolog. Rundschau II, Heft 7, 1911.
18. —, Geologische Notizen von der Insel Fehmarn und aus Wagrien, III. Teil. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, II, S. 118—125.
19 —, Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Erweiterter und mit Zusätzen versehener Abdruck eines Aufsatzes aus der „Geologischen Rundschau 1911, Bd. II, Heft 7“. Jahr. Natw. V. Schleswig-Holsteins, XV, 1912, S. 223—254.
20. —, Neue Beobachtungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin über Untereocän, Paleocän (?) und Interglazial. Z. d. D. Geol. Ges. 66, 1914, S. 505 bis 518. M. 1 Taf. u. 4 Textfig.
21. — u. J. Korn, Der Geschiebeinhalt des wolhynischen Diluviums. Z. d. D. Geol. Ges. 70, 1918, M.-B. S. 83—94.
22. E. Geinitz, Landeskunde von Mecklenburg. 93 S. Güstrow 1907. M. 5 Taf.
23. —, Beitrag zur Geologie Mecklenburgs, XX (Schluß). Arch. d. Fr. Natgesch. Mecklenburgs, 63, 1908. Güstrow 1909.
24. —, Paleocän im Untergrund von Rostock. Centrbl. f. Min. usw. 1909, Nr. 20, S. 618—619.
25. —, Die Kreide von Warnemünde. Arch. d. Fr. Natgesch. Mecklenburgs, 68, 1914, S. 30—38.
26. —, Die hydrologischen Verhältnisse Mecklenburgs. Intern. Zeitschr. f. Wasserversorgung, 2. Leipzig 1915, Heft 19—22.
27. K. A. Grönwall, Geschiebestudien, ein Beitrag zur Kenntnis der ältesten baltischen Tertiärablagerungen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1903, S. 420—439.
28. —, En boring paa Samsö og Danmarks aeldre Tertiär. Medd. fra Dansk. geol. Foren, N. 14. Köbenhavn 1908.
29. — u. P. Harder, Paleocän v. Rugaard i. Jylland. Danm. Geol. Unders. II, 18, 1907.
30. A. G. Högbom, Fennoskandia. Handbuch der Regionalen Geologie, IV. 3. Heidelberg 1913.
31. N. Holst u. K. A. Grönwall, Paleocän vid Klagshamn. Sver. Geol. Unders. Årsbok 1 (1907), Nr. 5, C: Nr. 208.

32. K. Hucke, Über die Tiefbohrungen von Hischgarten bei Köpenick und Groß-Lichterfelde bei Berlin. Z. d. D. Geol. Ges. 69, 1917, M.-B. S. 219—232.
33. —, Die Sedimentärgeschiebe des norddeutschen Flachlandes. Leipzig 1917, S. 156 bis 175, Taf. 32—37.
34. A. Jentzsch, Der vordiluviale Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1899, S. 226—285. M. 1 Karte.
35. — u. G. Berg, Die Geologie der Braunkohlenablagerungen im östlichen Deutschland. Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 72. Berlin 1913.
36. F. Kaunhowen, Der Bernstein in Ostpreußen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1913, II, S. 1—80.
37. (K. Keilhack), Erläuterungen z. Geol. Spezialk. v. Preußen, Lf. 59, Bl. Gr. Carzenburg, Berlin 1895, S. 11.
38. A. v. Koenen, Über eine paleocäne Fauna von Kopenhagen. Abh. Kgl. Ges. d. Wiss. z. Göttingen, Bd. 32, 1885, 128 S. u. 5 Taf.
39. —, Über das Mitteloligocän von Aarhus. Z. d. D. Geol. Ges. 38, 1886, S. 883—893.
40. —, Über die Fauna der alt-tertiären Schichten im Bohrloche von Lichterfelde bei Berlin. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1890, S. 257—276.
41. —, Correlation of English Tertiary Beds with those of the Continent. Geol. Mag. N. S. Dec. V. Vol. VI, 1909, S. 410—411.
42. Molengraaff u. Van Waterschoot van der Gracht. Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie I, 3, Heidelberg 1913.
43. M. Mourlon, Géologie de la Belgique, I u. II. Bruxelles 1880 u. 1881.
44. K. Brünnich Nielsen, En Hydrocoralfauna fra Faxe og Bemärkninger om Daniensets geologiske Stilling. Medd. Dansk geol. Foren 5. Nr. 16, 1919, Mit 2 Taf.
45. F. Noetling, Vorläufige Mitteilung über die Entwicklung und die Gliederung der Tertiärformation im westlichen Sind (Indien). Centrbl. f. Min. usw. 1905, S. 129—137 u. 161—172. M. 8 Textfig.
46. Nyst, Description des coquilles et des polypiers fossiles des terrains tertiaires de la Belgique. Bruxelles 1843, 677 S. M. 1 Atlas von 48 Taf.
47. E. Philippi, Ein rezentes Feuersteingeröll auf Rügen. Z. d. D. Geol. Ges 57, 1905, M.-B. S. 200.
48. R. Sandegren, Block av Paleocen från Maglehem i Östra Skåne. Sver. Geol. Unders. C, No. 255, Årsbok 7 (1913), Nr. 2. Stockholm 1914.
49. Schimper, Traité de Paléontologie végetale, III, 1874, S. 680.
50. A. Steuer, Tertiärformation. Handwörterbuch der Naturwissenschaften IX, Jena 1913, S. 1077—1097.
51. H. Stille, Der Untergrund der Lüneburger Heide und die Verteilung ihrer Salzvorkommen. 4. Jahresber. Niedersächs. Geol. V, 1911, S. 223—286. M. 1 Taf. u. 3 Textfig.
52. A. Tornquist, Geologie von Ostpreußen. Berlin 1910, S. 82 u. 83.
53. N. V. Ussing, Dänemark. Handbuch der Regionalen Geologie I, 2. Heidelberg 1910.
54. —, Danmarks Geologi i almenfattеligt Omrids. 3. Utg. Kjobenhavn 1913.
55. P. Vincent, L. Dollo et M. Lerich, La faune paléocène de Landana. Matériaux pour la Paléontologie du Bas et du Moyen-Congo. Ann. Mus. du Congo Belge. Bruxelles 1913.
56. W. Wolff, Der Untergrund von Bremen. Z. d. D. Geol. Ges. 61, 1909. M.-B. S. 348—365.
57. W. Wunstorf u. G. Fliegel, Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 67. Berlin 1910.
58. O. Zeise, Über das Vorkommen von Radiolarien im Tertiär der Provinz Schleswig-Holstein. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1894, S. 1—7.

Marines Untereocän.

59. Th. Arldt, Handbuch der Palaeogeographie. Leipzig 1919, S. 406—411 u. 510 ff.
60. O. B. Bøggild, Den vulkanske Ask i Moleret saml Oversigt over Danmarks ældre Tertiärbjergarter. Danm. geol. Und. II. R., No. 33, 159 S. M. franz. Auszug, 1 Atlas (16 Taf.) u. 1 Karte. Kopenhagen 1918.
61. J. Böhm, *Raninoides Gottschei* n. sp. aus dem Eocän von Hemmoor. Z. d. D. Geol. Ges. 70. 1910. M.-B. S. 35 (nur Titel).
62. W. Deecke. Eocäne Kieselschwämme als Diluvialgeschiebe in Vorpommern und Mecklenburg. Mitt. Nat. V. Greifswald 26, 1894, S. 166—170.
63. —, Die geologische Zusammensetzung und Schichtenfolge der Insel Rügen, 1899. Führer für die Rügen-Exkursion des VII. internat. Geogr. Congr. z. Berlin, herausgegeben v. d. Geogr. Ges. zu Greifswald.
64. —, Neue Materialien zur Geologie von Pommern. I. Mitt. Natw. V. Neuvorpomm. und Rügens, Bd. 32 u. 33, 1901 u. 1902. Greifswald 1902.
65. —, Die südbaltischen Sedimente in ihrem genetischen Zusammenhange mit dem skandinavischen Schilde. Centrbl. f. Min. usw. 1905, S. 97—109.
66. —, Der Strelasund und Rügen. Eine tektonische Studie. Sitzber. Kgl. Pr. Akad. Wiss. 36. Berlin 1906. 10 S.
67. —, Geologie von Pommern. Berlin 1907. S. 123—131.
68. —, Diatomeenkieskerne im palaeocänen Tone Greifswalds. Z. d. D. Geol. Ges. 59. 1907, M.-B. S. 254—255.
69. G. Dewalque, Carte Géologique de la Belgique et des Provinces voisines. 1:500000. [1879].
70. J. Elbert u. H. Klose, Kreide und Paleocän auf der Greifswalder Oie. 8. Jahresber. d. Geogr. Ges. z. Greifswald 1903. 31 S. M. 1 Karte.
71. A. Franke, Die Foraminiferen des Unter-Eocäntones der Ziegelei Schwarzenbeek. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911. II. S. 106—111. M. 1 Taf.
72. C. Gagel, Geologische Notizen von der Insel Fehmarn und aus Wagrien. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1905, S. 254—269.
73. —, Über das Vorkommen alttertiärer Tone im südwestlichen Lauenburg. Z. d. D. Geol. Ges. 57, 1905, P. S. 471—482.
74. —, Über die untereocänen Tuffschichten und die paleocäne Transgression in Norddeutschland und im Westbaltikum. Z. d. D. Geol. Ges. 58, 1906, M.-B. S. 327—328.
75. —, Über eocäne und paleocäne Ablagerungen in Holstein. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1906, S. 48—62.
76. —, Über das Vorkommen des Untereocäns (Londontons) in der Uckermark und in Vorpommern. Z. d. D. Geol. Ges. 58, 1906, M.-B. S. 309—326.
77. —, Über das Vorkommen von Schichten mit *Inoceramus labiatus* usw. Centrbl. f. Min. usw. 1906, S. 275—281.
78. —, Über das Alter und die Lagerungsverhältnisse des Schwarzenbecker Tertiärs. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1906, S. 399—417. M. 3 Textfig.
79. —, Über die untereocänen Tuffschichten und die paleocäne Transgression in Norddeutschland. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 150—168. M. 2 Taf.
80. —, Über die Bedeutung und Herkunft der westbaltischen untereocänen Tuff-(Asche-)Schichten. Centrbl. f. Min. usw. 1907, S. 680—688.
81. —, Geologische Notizen von der Insel Fehmarn und aus Wagrien. II. Teil. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1908, II, S. 410—431.
82. —, Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Geolog. Rundschau, II, Heft 7, 1911.
83. —, Geologische Notizen von der Insel Fehmarn und aus Wagrien. III. Teil. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, II, S. 118—125.

84. C. Gagel, Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahmen bei Gransee (Mark). Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1912, II, S. 513—522.

85. —, Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Erweiterter und mit Zusätzen versehener Abdruck eines Aufsatzes aus der „Geologischen Rundschau 1911, Nr. II. Heft 7". Schr. Natw. V. Schleswig-Holsteins, XV, 1912, S. 223—254.

86. —, Neue Beobachtungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin über Untereocän, Paleocän? und Interglazial. Z. d. D. Geol. Ges. 66. 1914. M.-B. S. 505—518. M. 1 Taf. u. 4 Textfig.

87. —, Ein neuer Fossilfund im dänischen Untereocän. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1916, II, S. 60—63. M. 2 Taf.

88. —, Über einen neuen Fundpunkt von anstehendem Untereocän (Basaltaschentuff) im südlichen Oldenburg. Z. d. D. Geol Ges. 70, 1918 M.-B. S. 147—153.

89. E. Geinitz, Landeskunde von Mecklenburg. 93 S. Güstrow 1907. M. 5 Taf.

90. —, Beitrag zur Geologie Mecklenburgs, XX (Schluß). Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklenburgs 63, 1908. Güstrow 1909.

91. —, Eocän-Fossilien von Friedland. Arch. d. V. d. Freunde d. Naturgesch. i. Mecklenburg 66, Güstrow 1912, S. 48.

92. —, Das Diluvialproblem der Stoltera. Arch. d. V. d. Freunde d. Naturgesch. i. Mecklenburg 67, Güstrow 1913, S. 145—167.

93. —, Die Kreide von Warnemünde. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklenburgs 68, 1914, S. 30—38.

94. —, Geologie von Mecklenburg-Strelitz. Mitt. a. d. Großhzgl. Mecklenbg. Geolog. Landesanst. XXVIII, Rostock 1915, S. 27 u. 28.

95. —, Die hydrologischen Verhältnisse Mecklenburgs. Intern. Zeitschr. f. Wasserversorgung, 2. Leipzig 1915, Heft 19—22.

96. W. Gothan u. K. Nagel, Über einen cedroiden Zapfen aus dem Unter-Eocän der Greifswalder Oie. Jahrb. Pr. Geol. Landesanst. f. 1920, I. S. 121—131. M. 1 Taf.

97. K. A. Grönwall, Geschiebestudien, ein Beitrag zur Kenntnis der ältesten baltischen Tertiärablagerungen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1903, S. 420—439.

98. —, Löse Blokke fra Nordtyskland af Stenarter, der indeholde vulkansk Aske. Medd. Dansk Geol. Foren, 9, 1903, S. 13—20.

99. —, En Boring paa Samsö og Danmarks aeldre Tertiär. Medd. fra Dansk geol. Foren N. 14, Köbenhavn 1908.

100. R. Groß, Der mecklenburgische Eozänton und seine Konkretionen. Arch. d. V. d. Freunde d. Naturgesch. i. Meckbg. 68, 1914. Güstrow 1914, S. 1—24.

101. G. Gürich, Das Erdöl in Norddeutschland. Abh. a. d. Geb. d. Natw. 20, 3. Heft, Hamburg 1917. M. 2 Taf. u. 9 Textfig.

102. E. Harbort, Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. Z. d. D. Geol. Ges. 62, 1910. M.-B. S. 326—341.

103. A. Hennig, Geologischer Führer durch Schonen. Samml. geol. Führer VII, Berlin 1900, S. 88 u. 89.

104. A. G. Högbom, Fennoskandia. Handbuch der Regionalen Geologie, IV, 3. Heidelberg 1913.

105. K. Hucke, Die Sedimentärgeschiebe des norddeutschen Flachlandes. Leipzig 1917, S. 156—175. Taf. 32—37.

106. A. Jentzsch u. G. Berg, Die Geologie der Braunkohlenablagerungen im östlichen Deutschland. Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 72. Berlin 1913, S. 49—51.

107. K. Keilhack, Notiz über ein Vorkommen von Mitteloligocän bei Soldin in der Neumark. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landeslanst. f. 1893, S. 187—189.

108. —, Eocäne Brandungsgerölle aus einem Bohrloch bei Grünau. Z. d. D. Geol. Ges

59, 1907, M.-B. S. 149. (Nur Titel; ausführliches Ref. Glückauf 43, 1907, I, 786.)

109. A. Klautzsch, Die Tiefbohrung Schlagenthin bei Arnswalde. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1916, II, S. 140—146.

110. P. G. Krause, Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1908, I, S. 185—325. M. 8 Taf.

111. V. Madsen, Om Tertiaeret ved Mariager Fjord. Av. résumé Français. (Copenhague) 1919, Av. pl.

112. Molengraaff u. Van Waterschoot van der Gracht, Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie I, 3, Heidelberg 1913.

113. M. Mourlon, Géologie de la Belgique, I u. II, Bruxelles 1880 u. 81.

114. G. Nathorst, Beiträge zur Geologie der Bären-Insel, Spitzbergen und des König-Karl-Landes. Bull. Geol. Inst. Upsala X, Upsala 1910, S. 374 ff.

115. E. M. Nörregaard, Molér-Industrien i. Danmark, 1912.

116. J. P. J. Ravn, Über das Alter der sogenannten plastischen Tone Dänemarks. Centralbl. f. Min. usw. 1907, S. 58—59.

117. —, The Tertiary Fauna at Kap Dalton in East-Greenland. Medd. om Grönland 29, Kjöbenhavn 1909, S. 93—140.

118. A. Rothpletz, Über die Jodquellen bei Tölz. Sitzber. kgl. bayr. Akad. Wiss. 31, 1901, S. 125—165.

119. A. Rutot, Sur la limite orient. de l'étage yprésien dans le N. E. de la Belgique, 1888. Av. fig.

120. O. Schneider, Über den inneren Bau des Gollenberges bei Köslin. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1903, S. 410—414. M. 1 Kartenskizze.

121. H. Schütte, Geologie der Heimat. Oldenburg 1913.

122. J. Schuster, Paleocäne Rebe von der Greifswalder Oie. Ber. Deutsche Botan. Ges. 29, 1911, S. 540—544.

123. H. Seelheim, Die Ückermünder Heide. Ber. Geogr. Ges. Greifswald, 12, 1910, S. 73—192.

124. M. Semper, Das palaeotherme Problem. II. Berichtigungen und Zusätze über die klimatischen Verhältnisse des Eocäns. Z. d. D. Geol. Ges. 51, 1899, S. 185—206. M. 1 Textfig.

125. —, Zur eocänen Geographie des nordatlantischen Gebietes. Centralbl. f. Min. usw. 1913, S. 234—242.

126. A. Steuer, Tertiärformation. Handwörterbuch der Naturwissenschaften, IX, Jena 1913, S. 1077—1097.

127. E. Stolley, Über Diluvialgeschiebe des Londontons in Schleswig-Holstein und das Alter der Molerformation Jütlands, sowie das baltische Eocän überhaupt. Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schlesw.-Holstein III, 1899, S. 105—146.

128. R. Struck, Neue Beobachtungspunkte tertiärer und fossilführender diluvialer Schichten in Schleswig-Holstein und Lauenburg. Mitt. Geogr. Ges. u. d. Nathist. Mus. Lübeck, 22, Lübeck 1907, S. 49—96.

129. —, Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Festschr. XVII. Geographent. Lübeck 1909, 169 S. M. 14 Taf.

130. N. V. Ussing, Dänemark. Handbuch der Regionalen Geologie, I, 2, Heidelberg 1910.

131. —, Danmarks Geologi i almenfatteligt Omrids. 3. Utg. Kjöbenhavn 1913.

132. E. Van den Broek, Note sur un nouveau gisement de la Terebratula grandis avec carte de l'extension primitive des dépôts pliocènes marins en Belgique. Mém. Soc. belge de Géologie, I, Année 1887, Bruxelles.

133. R. M. Weingärtner, Beiträge zur Geologie des Großherzogtums Oldenburg, I. Das Tertiärvorkommen im nördlichen Teile der Dammer Berge und seine

diluviale Bedeckung. Z. d. D. Geol. Ges. 70, 1918. M.-B. S. 37—61, M. 3 Textfig.

Marines Mitteleocän.

134. Th. Arldt, Handbuch der Palaeogeographie. Leipzig 1919, S. 511 ff.
135. (C. W.) Gümbel, Geologie von Bayern. II. Geologische Beschreibung von Bayern. Cassel 1894.
136. E. Holzapfel, Die Geologie des Nordabfalls der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. N. F. Heft 66, Berlin 1910, S. 135 u. 136.
137. K. Martin, Niederländische und nordwestdeutsche Sedimentärgeschiebe. Leiden 1878, S. 36 ff.
138. Molengraaff u. Van Waterschoot van der Gracht, Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie I, 3. Heidelberg 1913.
139. M. Mourlon, Géologie de la Belgique. I u. II. Bruxelles 1880 u. 81.
140. —, Sur une nouvelle interprétation de quelques dépôts tertiaires dans le bassin franco-belge. Bull. Soc. Géol. France, III. Sér. 1889. S. 856—865.
141. Nyst, Description des coquilles et des polypiers fossiles des terrains tertiaires de la Belgique. Bruxelles 1843. 677 S. M. 1 Atlas von 48 Taf.
142. M. Semper, Das palaeotherme Problem, II. Berichtigungen und Zusätze über die klimatischen Verhältnisse des Eocäns. Z. d. D. Geol. Ges. 51. 1899. S. 185—206. M. 1 Textfig.
143. —, Zur eocänen Geographie des nordatlantischen Gebietes. Centrbl. f. Min. usw. 1913, S. 234—242.
144. A. Steuer, Tertiärformation. Handwörterbuch der Naturwissenschaften. IX. Jena 1913. S. 1077—1097.
145. E. Stromer, Myliobatiden aus dem Mitteleocän der bayrischen Alpen. Z. d. D. Geol. Ges. 56, 1904, S. 249—263. M. 1 Taf. u. 2 Textfig.
146. E. Frh. Stromer v. Reichenbach, Lehrbuch der Palaeozoologie I. Leipzig u. Berlin 1909. S. 41 ff.
147. E. Van den Broek, Note sur un nouveau gisement de la Terebratula grandis avec une carte de l'extention primitive des dépôts pliocènes marines en Belgique. Mém. Soc. belge de Géologie. I. Année 1887. Bruxelles. S. 19 ff.

Marines Obereocän.

148. Th. Arldt, Handbuch der Palaeogeographie. Leipzig 1919, S. 411—415 u. 510 ff.
149. J. G. Bornemann, Bemerkungen über einige Foraminiferen aus den Tertiärbildungen der Umgegend von Magdeburg. Z. d. D. Geol. Ges. 12, 1860, S. 156 bis 160. M. 1 Taf.
150. G. Fliegel, Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im niederrheinischen Tieflande. Z. d. D. Geol. Ges. 63, 1911, M.-B. S. 509 bis 529. M. 1 Textfig.
151. C. Gagel, Über eocäne und paleocäne Ablagerungen in Holstein. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1906, S. 48—62.
152. —, Über das Vorkommen von Schichten mit Inoceramus labiatus usw. Centrbl. f. Min. usw. 1906. S. 275—284.
153. —, Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Geolog. Rundschau II, 1911. Heft 7.
154. (C. Gagel), Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Preußen, Bl. Curau-Schwartau-Travemünde. Lf. 200, Berlin 1915.
155. F. Kaunhowen, Der Bernstein in Ostpreußen. Jahrb. Kgl. Geol. Landesanst. f. 1913, II, S. 1—80.
156. (A. Klautzsch), Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Preußen Bl. Mahnsfeld. Lf. 205, Berlin 1916, S. 16.

157. P. G. Krause, Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1908, I. S. 185—325. M. 8 Taf.
158. Molengraaff u. Van Waterschoot van der Gracht. Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie I, 3. Heidelberg 1913.
159. R. Michael, Der geologische Aufbau Kongreß-Polens. Handbuch von Polen. II. Aufl. Berlin 1918. S. 29—76. M. 2 Karten u. 5 Textfig.
160. M. Mourlon, Géologie de la Belgique. I u. II. Bruxelles 1880 u. 81.
161. M. Semper, Das palaeotherme Problem, II. Berichtigungen und Zusätze über die klimatischen Verhältnisse des Eocäns. Z. d. D. Geol. Ges. 51, 1899, S. 185—206. M. 1 Textfig.
162. —, Zur eocänen Geographie des nordatlantischen Gebietes. Centrbl. f. Min. usw. 1913, S. 234—242.
163. A. Steuer, Tertiärformation. Handwörterbuch der Naturwissenschaften, IX. Jena 1913, S. 1077—1097.
164. E. Van den Broek, Note sur un nouveau gisement de la Terebratula grandis avec une carte de l'extention primitive des dépôts pliocènes marins en Belgique. Mém. Soc. belge de Géologie. I. Année 1887. Bruxelles
165. G. Velge, Tongrien et Wemmelien. Bull. Soc. R. Malacol. Belg. XVII, 1882. Bruxelles 1883, 16 S.
166. W. Wolff, Der Untergrund von Bremen. Z. d. D. Geol. Ges. 61, 1909. M.-B. S. 348—365.

Marines Unteroligocän.

167. O. v. Albert, Darstellung der geognostischen Verhältnisse der Braunkohlenablagerungen bei Lattorf. Z. d. D. Geol. Ges. 17, 1865, S. 377—385.
168. G. Berendt, Das Tertiär im Bereich der Mark Brandenburg. Sitzber. d. Pr. Akad. d. Wiss. Phys.-math. Kl. 38, 1885, 22 S.
169. Beyrich, Die Conchylien des norddeutschen Tertiärgebirges. Z. d. D. Geol. Ges. 5, 1853, S. 273—385; 6, 1854, S. 408—500 u. 726—781; 8, 1856, S. 21—88 u. 553—588. M. 30 Taf.
170. —, Bernsteinführender Glaukonitsand als Geschiebe von Eberswalde. Z. d. D. Geol. Ges. 27, 1875, S. 710.
171. —, Vorlegung eines Stückes von Pleurotoma (Dolichotoma) Ag. aus der unteroligocänen Fauna von Lattorf. Sitzber. Ges. Natf. Fr., Berlin 1885, S. 133.
172. J. G. Bornemann, Bemerkungen über einige Foraminiferen aus den Tertiärbildungen der Umgegend von Magdeburg. Z. d. D. Geol. Ges. 12, 1860, S. 156—160. M. 1 Taf.
173. J. Bosquet, Description d'une espèce nouvelle du genre Argiope du terrain oligocène inférieur du Nord de l'Allemagne. Maastricht 1864, 6 S. M. 1 Taf.
174. W. Bucher, Beitrag zur geologischen und palaeontologischen Kenntnis des jüngeren Tertiärs der Rheinpfalz. Geogn. Jahreshefte, 26, München 1913, 101 S. M. 2 Taf.
175. H. Credner, Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns. Abh. d. math.-phys. Kl. Kgl. Sächs. Akad. d. Wiss. XXII, Leipzig 1895.
176. W. Dames, Die Chelonier der norddeutschen Tertiärformation. Palaeont. Abh. N. F., Heft 4, Jena 1894, 25 S.
177. W. Deecke, Geologie von Pommern. Berlin 1907, S. 131—155.
178. —, Nachtrag zu den »Neuen Materialien zur Geologie von Pommern II, 1. Diluvialbohrungen«. Mitt. natw. V. Neuvorpomm. u. Rügens zu Greifswald, 38, (1906) 1907, 20 S.
179. Th. Ebert, Beitrag zur Kenntniss der tertiären Decapoden Deutschlands. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1886, S. 262—271. M. 2 Taf.
180. —, Die Echiniden des nord- und mitteldeutschen Oligocäns. Abh. z. Spezial-

karte von Preußen u. d. Thür. Staaten, Bd. IX, Heft 1, Berlin 1889, 111 S. M. 1 Atlas v. 10 Taf. u. 1 Textfig.

181. A. Erman u. P. Herter, Über Tertiärschichten, welche die bernsteinführende Braunkohle an der Samländischen Ostküste bedecken. Z. d. D. Geol. Ges. 2, 1850, S. 410—427. M. 2 Taf.

182. A. Fedorowski, Zeuglodonreste aus dem Kreise Zmijew, Gouv. Charkow. Arb. d. Nat. Ges. K. Univers. Charkow, 45, 1912, S. 253—287.

183. G. Fliegel, Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im Niederrheinischen Tiefland. Z. d. D. Geol. Ges. 63, 1911, M.-B. S. 509—529. M. 1 Textfig.

184. v. Fritsch, Unteroligocän-Fossilien von Neu-Gattersleben. Z. f. Natw. 58, Halle 1885, S. 88.

185. A. Fürst Gedroitz, Geologische Untersuchungen in den Gouvernements Wilna, Grodno, Minsk und Wolhynien und im nördlichen Teil des Königreiches Polen. Mat. z. Geol. Rußlands, XVII, S. 133—325, 1895. M. 1 Karte (Russisch).

186. C. G. Giebel, Beiträge zur Palaeontologie. Berlin 1853, 192 S.

187. —, Tertiäre Conchylien aus dem Bernburgischen. Z. f. d. ges. Natw. 12, Berlin 1868, S. 442—446.

188. —, Tertiäre Conchylien von Latdorf im Bernburgischen. Z. f. d. ges. Natw. 12, Berlin 1861, S. 30—47.

189. —, Die angeblichen Liebespfeile aus dem Tertiär von Latdorf. Z. f. d. ges. Natw. 20, Berlin 1862, S. 287 u. 382.

190. —, Siliquaria aus Latdorfer Braunkohle. Z. f. d. ges. Natw. 21, Berlin 1863, S. 214—215.

191. —, Die Fauna der Braunkohlenformation von Latdorf bei Bernburg. Abh. naturh. Ges. Halle, 8, 1864.

192. —, Glyphis germanica aus Tertiär von Latdorf. Z. f. d. ges. Natw. 23, Berlin 1864, S. 84.

193. —, Die Braunkohlenformation von Latdorf bei Bernburg. Z. f. d. ges. Natw. 23, Berlin 1864, S. 235—248.

194. —, Seeigel und Otolithen von Latdorf. Z. f. d. ges. Natw. 24, Berlin 1864, S. 372 u. 373.

195. —, Lamnawirbel von Latdorf. Z. f. d. ges. Natw. 25, Berlin 1865, S. 473 u. 474.

196. —, Krebsscheere aus Braunkohle von Latdorf. Z. f. d. ges. Natw. 27, Berlin 1866, S. 191.

197. —, Erwiderung auf die Arbeit v. Koenens. Z. f. d. ges. Natw. 27, Berlin 1866, S. 102—105 u. 460.

198. —, Glyphis-Zahn aus Latdorfer Kohle. Z. f. d. ges. Natw. 31, Berlin 1868, S. 69.

199. O. Grupe, Die geologischen Verhältnisse des Elfas, des Homburgwaldes, des Voglers und ihres südlichen Vorlandes. Inaug.-Diss. Göttingen 1901, 40 S. M. 1 Profiltaf.

200. —, Über Gebirgsbau und Stratigraphie des Homburgwaldes, des Voglers und des Odfelds. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1902, S. 615—624.

201. —, Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1908, I, S. 612—644. M. 1 Taf.

202. —, Exkursion in das nördliche Sollingvorland in der Gegend von Stadtoldendorf-Eschershausen. 59. Hauptvers. in Hannover. Nieders. Geol. V. Hannover 1914, S. 1—14. M. 1 Taf. u. 3 Textfig.

203. E. Harbort, Beiträge zur Geologie der Umgebung von Königslutter und zur Tektonik des Magdeburger-Halberstädter Beckens. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1913, I, S. 238 ff.

204. Ed. Hébert, Note sur le terrain nummulitique de l'Italie septemtrionale et des Alpes, et sur l'oligocène d'Allemagne. Bull. soc. géol. France XXIII, 1866, 2. sér., S. 126—144. (Sande von Lattorf werden für Obereocän erklärt.)
205. O. Jaekel, Untertertiäre Selachier aus Süd-Rußland. Mém. Com. géol. St. Pétersbourg, IX, No. 1, 1895. 35 S. M. 2 Taf.
206. A. Jentzsch, Der vordiluviale Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1899, S. 226—285. M. 1 Karte.
207. —, Über Phosphatvorkommen in Westpreußen. Jahrb. Pr. Geol. Landesanst. f. 1918. I, S. 96—132. M. 1 Taf.
208. — u. G. Berg, Die Geologie der Braunkohlenablagerungen im östlichen Deutschland. Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst, N. F., Heft 72. Berlin 1913.
209. F. Kaunhowen, Der Bernstein in Ostpreußen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1913, II, S. 1—80.
210. —, Über russische Phosphate. Zeitschr. f. prakt. Geologie, 27, 1919, Heft 5 u. 6.
211. W. Keferstein, Die Korallen der norddeutschen Tertiärgebilde. Z. d. D. Geol. Ges., 11, 1859, S. 354—383. M. 2 Taf.
212. C. W. Klein, Grundzüge der Geologie des Süd-Limburgischen Kohlengebiets. Ber. Niederrhein. geol. V. 1909, S. 69.
213. Kloss, Über die Verbreitung der isolierten Vorkommen des marinen Tertiärs im nordwestlichen Deutschland, besonders in der Provinz Hannover. 11. Jahresber. d. V. f. Natw. z. Braunschweig f. d. Jahre 1897/98 und 1898/99. Braunschweig 1899, S. 187—190.
214. v. Koenen, Über die Oligocän-Tertiärschichten der Magdeburger Gegend. Z. d. D. Geol. Ges. 15, 1863, S. 611—618.
215. —, Die Fauna der unteroligocänen Tertiärschichten von Helmstädt bei Braunschweig. Z. d. D. Geol. Ges. 17, 1865. S. 459—534. M. 2 Taf.
216. —, Nachtrag zu dem Aufsatze über die Helmstädter Fauna. Z. d. D. Geol. Ges. 17, 1865. S. 702—706.
217. —, Über das Alter der Tertiärschichten von Bünde in Westfalen. Z. d. D. Geol. Ges. 18, 1866, S. 287—291, u. Verh. d. nathist. V. zu Bonn, Correspbl. 1866, S. 58.
218. —, Das marine Mittel-Oligocän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. Palaeontographica XVI, 1867. S. 53—128 u. 233—294. M. 7 Taf.
219. —, Über Conorbis und Cryptoconus, Zwischenformen der Gattungen Conus und Pleurotoma. Palaeontographica XVI, 1867. S. 159—174. M. 1 Taf.
220. —, Über die unteroligocäne Tertiär-Fauna vom Aralsee. Moskau 1868. Bull. Soc. Imp. Natural. Moscou. S. 1.
221. —, Das norddeutsche Unteroligocän und seine Molluskenfauna. Abh. z. Geol. Spezialkarte v. Preußen. Bd X, Heft 1—7. Berlin 1889—1894.
222. —, Über südrussisches Unteroligocän. N. Jahrb. f. Min. usw. 1892, II. S. 85.
223. —, Über die unteroligocäne Fauna der Mergel von Burgas. K. Akad. Wiss. Wien. Math.-natw. Kl., Bd. 102, April 1893. S. 179—189.
224. —, Das Tertiärgebirge des nordwestlichen Deutschlands. 2. Jahresber. Niedersächs. geol. V., Hannover 1909. S. 80—96.
225. E. Koken, Über Fisch-Otolithen, insbesondere über diejenigen der norddeutschen Oligocän-Ablagerungen. Z. d. D. Geol. Ges. 36, 1884. S. 500—565. M. 4 Taf.
226. —, Neue Untersuchungen an tertiären Fisch-Otolithen, II. Z. d. D. Geol. Ges. 43, 1891. S. 77—170. M. 10 Taf. u. 27 Textfig.
227. —, P. G. Krause, Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1908, I. S. 185 bis 325. M. 8 Taf.
228. W. Landgraeber, Beitrag zur Erforschung des Tertiärs im tieferen Untergrunde des nördlichen Rheinthalgrabens. Glückauf 1914, I, S. 125—128.

229. W. Landgraeber, Die geologischen und tektonischen Verhältnisse im niederrheinischen Kalirevier auf Grund neuerer Aufschlüsse. Kali, 12. Jahrg., 1918. S. 49—58. M. 1 Karte.
230 F. Landwehr, Das Tertiär des Doberges bei Bünde. Ravensberger Blätter, 1, Nr. 3, Juni 1901. S. 22—23.
231. J. Lewinski, Przyzcynek do znajomosci utworóm cornojuraszkich na Kujawach. Warszawa 1910.
232. E. Lienenklaus, Die Tertiär-Ostrakoden des mittleren Norddeutschlands. Z. d. D. Geol. Ges. 52, 1900. S. 497—550. M. 4 Taf.
233. O. v. Linstow, Beiträge zur Geologie von Anhalt. v. Koenen-Festschrift, Stuttgart 1907. S. 19—64. M. 2 Taf. u. 1 Textfig.
234. —, Salzflora und Tektonik in Anhalt, Sachsen und Brandenburg. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1910, II. S. 23—37. M. 1 Karte.
235. K. Mayer, Die Faunula des marinen Sandsteins von Kl.-Kuhren. Vierteljahresber. nat. Ges., Zürich VI, 1861. S. 109.
236. O. Merkel u. K. v. Fritsch, Der unteroligocäne Meeressand in Klüften des Bernburger Muschelkalkes. Z. f. d. ges. Natw., 70. Leipzig 1897. S. 61—78.
237. E. Meyer, Übersicht über Tertiär und Diluvium im Samlande. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1910, II. S. 617—628.
238. R. Michael, Der geologische Aufbau Kongreß-Polens. Handbuch von Polen, II. Aufl. Berlin 1918. S. 29—76. M. 2 Karten u. 5 Textfig.
239. G. Michajlovski, Über einige neue oder seltene Conchylien aus dem Tertiär am Nordufer des Aralsees. Sitzber. d. Nath. Ges. Dorpat XXI, 1912. S. 120 bis 138. M. 1 Taf. (Russisch.)
240. Molengraaff u. van Waterschoot van der Gracht, Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie, I, 3. Heidelberg 1913.
241. M. Mourlon, Géologie de la Belgique, I u. II. Bruxelles 1880 u. 81.
242. F. Noetling, Die Fauna des samländischen Tertiärs. Abh. z. Geol. Spezialkarte VI, 3 u. 4, 218 und 109 S. M. 2 Atlanten u. 27 + 12 Taf.
243. Nyst, Déscription des coquilles et des polypiers fossiles des terrains tertiaires de la Belgique. Bruxelles 1843. 677 S. M. 1 Atlas von 48 Taf.
244. P. Oppenheim, Die Priabona-Schichten und ihre Fauna im Zusammenhange mit gleichaltrigen und analogen Ablagerungen vergleichend betrachtet. Palaeontographica 47, Stuttgart 1900/01, 348 S. M. 21 Taf.
245. —, Über eine Madrepore (M. Meyni n. sp.) aus dem norddeutschen Diluvium Z. d. D. Geol. Ges. 69, 1917. M.-B. S. 184—190.
246. R. A. Philippi, Verzeichnis der in der Gegend von Magdeburg aufgefundenen Tertiärversteinerungen. Palaeontographica I, Cassel 1851, S. 42—90. M. 5 Taf.
247. A. E. Reuss, Über einige Bryozoen aus dem deutschen Unteroligocän. Sitzber. Wien. Akad. Wiss. 55, 1. Abt., 1867, S. 216—234. M. 3 Taf.
248. Fr. A. Roemer, Beschreibung der norddeutschen tertiären Polyparien. Palaeontographica IX, Heft 6, Cassel 1863. S. 199—246. M. 5 Taf.
249. Cl. Schlüter, Neue und wenig bekannte Kreide- und Tertiär-Krebse des nördlichen Deutschlands. Z. d. D. Geol. Ges. 31, 1879, S. 586—615.
250. M. Schmidt, Unteroligocän von Vardeilsen bei Einbeck. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1900, S. LXXXVIII.
251. Th. Schmierer, Zur Tektonik der oberen Allertals und der benachbarten Höhenzüge. Z. d. D. Geol. Ges. 61, 1909, M.-B. S. 502.
252. O. Schneider, Über den inneren Bau des Gollenberges bei Köslin. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1903, S. 410—419. M. 1 Kartenskizze.
253. J. O. Semper, Beiträge zur Kenntnis der Tertiärformation. Archiv V. Fr. Natg. Mecklenburg 15. Neubrandenburg 1861, S. 221—409.
254. —, Beschreibung einer neuen tertiären Art der Gattung Cuma (Cuma Bettina). Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklenbg. 16, 1862, S. 102—103.

255. J. O. Semper, Du genre Mathildia. Journ. de Conchyliologie XIII. 1865, S. 328—341. M. 1 Taf.
256. —, Description de 2 espèces foss. appartenant aux genres Scaliola et Microstelma. Journ. de Conchyliologie XIII, 1865, S. 432—436. M. 1 Taf.
257. N. Sokolow, Die untertertiären Ablagerungen Südrußlands. Mém. Com. Géol. IX, Nr. 2, St. Pétersbourg 1893.
258. —, Die untertertiäre Fauna der Glaukonitsande bei der Eisenbahnbrücke von Jekaterinoslaw. S. Petersburg 1894.
259. P. Sonntag, Geologie von Westpreußen. Berlin 1919, 240 S. M. 91 Textabb.
260. O. Speyer, Über einige Tertiär-Conchylien von Westeregeln im Magdeburgischen. Palaeontographica IX, 1862, S. 81—85. M. 1 Taf.
261. —, Die Tertiärfauna von Söllingen bei Jerxheim im Herzogthum Braunschweig. Palaeontographica IX, Cassel 1862/64, S. 247—338. M. 4 Taf.
262. A. Steuer, Tertiärformation. Handwörterbuch der Naturwissenschaften IX, Jena 1913, S. 1077—1097.
263. A. W. Stiehler, Liebespfeile in Schnecken aus Lattorfer Braunkohlen gefunden. N. Jahrb. f. Min. usw., 1861, S. 676.
264. H. Stille, Marines Oligocän westlich von Hannover. 2. Jahresber. Nieders. Geol. V., Hannover 1909, S. 69—76.
265. F. Stoliczka, Oligocäne Bryozoen von Latdorf in Bernburg. Sitzber. Math. Natw. Kl. K. Akad. Wiss. 45, Wien 1862, S. 71—94. M. 3 Taf.
266. —, Kritische Bemerkungen zu Herrn F. Roemers Beschreibung der norddeutschen Polyparien. N. Jahrb. f. Min. usw., 1864, S. 340—347.
267. A. Tornquist, Geologie von Ostpreußen. Berlin 1910.
268. E. Van den Broek, Coup d'oel synthét. sur l'oligocène belge et sur le Tongrien du Brabant. Liège 1894.
269. C. M. Wiechmann, Bemerkungen über einige norddeutsche Tertiär-Mollusken. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklenburg 21, Neubrandenburg 1868, S. 141—151.
270 —, Über einige Conchylien aus dem oberoligocänen Mergel des Doberges bei Bünde und Pecten pictus Goldf. im Unteroligocän. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklenburg 24, 1871, S. 49—64.
271. C. Wôjcik, Das Unteroligocän von Riszkania bei Mzsok. Abh. Akad. Wiss. Krakau 45, 1905, 11 S. (Polnisch).
272. —, Eine unteroligocäne Fauna aus Kruhel Maly bei Przemysl. I. Foraminiferen und Mollusken. Abh. math. natw. Kl. Krakauer Akad. Wiss. 43, 1904, 87 S. u. 8 Taf. (Polnisch).
273. W. Woltersdorff, Über die Auffindung des Unteroligocäns in Magdeburg-Sudenburg. Abh. natw. V. Magdeburg, 1894, S. 25—39.
274. W. Wunstorf u. G. Fliegel. Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 67, Berlin 1910.
275. Yxem, Mikroskopische Fauna der Latdorfer Braunkohlenbildungen. Z. f. d. ges. Natw. 20, Berlin 1862, S. 287.
276. E. G. Zaddach, Das Tertiär-Gebirge Samlands. Schr. Phys.-Ökon. Ges. 8, Königsberg 1868, 113 S. M 8 Taf.
277. Zincken, Nautilus mit Perlmutterglanz aus Tertiärsand von Latdorf. Z. f. d. ges. Natw. 19, Berlin 1862, S. 130.

Tertiär des Elsaß.

(Unteroligocän, Mittelolgocän, Salzlager, Öl und Bitumen.)

278. A. Andreae, Notiz über das Tertiär im Elsaß. N. Jahrb. f. Min. usw. 1882, II. S. 287—294.
279. —, Beitrag zur Kenntnis des Elsässer Tertiärs. Die älteren Tertiärschichten im Elsaß. Straßburg 1883.
280. —, Beitrag zur Kenntnis des Elsässer Tertiärs II. Die Oligocänschichten im Elsaß. Straßburg 1884. M. 9 Taf. u. 2 Kart.

281. A. Andreae, Über Meeressand und Septarienton. Mitt. Comm. geol. Landesunters. Elsaß-Lothr., Bd. 1. Straßburg 1887.
282. —, Weitere Beiträge zur Kenntniss des Oligocäns im Elsaß. Mitt. Geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothr., III. Straßburg 1892. S. 105—122.
283. —, Eine merkwürdige Nodosariidenform aus dem Septarienton von Lobsann im Unter-Elsaß. Ebenda IV, 1898. S. 171—174.
284. —, Die Foraminiferen des Mitteloligocäns der Umgebung von Lobsann und Pechelbronn im Unter-Elsaß und Resultate der neueren Bohrungen in dortiger Gegend. Ebenda, S. 287—303.
285. C. Beil, Die Ausdehnung des oberrheinischen Kalivorkommens. Glückauf 48, 1912, S. 1804—1807.
286. Bezold, Die Kalisalzlager im Oberelsaß. Aus der Natur, 15, 1918. S. 38—40.
287. G. Bleicher, Note sur la découverte d'un horizont fossilifère à poissons, insectes, plantes, dans le tongrien de la Haute-Alsace. Bull. Soc. géol. France, VIII, 1879/80.
288. C. Engler, Das Petroleum des Rheintales. Verh. nat. Ver. Karlsruhe. 15, 1902, S. 89—116.
289. M. A. Daubrée, Description géologique et minéralogique du Département du Bas-Rhin, Strassbourg 1854.
290. Fliche et Bleicher, Le terrain tertiaire d'Alsace et de Belfort, 1885. Avec 2 pl.
291. B. Förster, Mitteilungen über das obcrels. Tertiär. Tagebl. 58, Ver. Naturf. u. Ärzte, Straßburg 1885, S. 379—388.
292. —, Die oligocäne Ablagerung bei Mülhausen. Mitt. Comm. geol. Landesunters. Elsaß-Lothr., Bd. 1, Straßburg 1886, S. 43—48.
293. —, Die Insekten des plattigen Steinmergels von Brunstatt. Abh. z. geol. Spezialk. v. Elsaß-Lothr. 1891, Bd. III, Heft 5.
294. —, Geologischer Führer von Mülhausen im Elsaß. Mitt. geol. Landesanst. Elsaß-Lothr., Bd. 3, 1892.
295. —, Kalisalzlager im Oberelsaß. Z. f. prakt. Geologie, 16, 1908, S. 517 ff.
296. —, Vorläufige Mitteilungen über die Ergebnisse der Untersuchung der Bohrproben aus den seit 1904 im Gange befindlichen Tiefbohrungen im Oligocän des Oberelsaß. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. 1909, Bd. VII, Heft 1, S. 127—132.
297. —, Ergebnisse der Untersuchungen von Bohrproben aus seit 1904 im Gange befindlichen, zur Aufsuchung von Steinsalz und Kalisalzen ausgeführten Tiefbohrungen im Tertiär des Oberelsaß. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. VII, 4, Straßburg 1911.
298. —, Die geologischen Verhältnisse der Kalisalzlager im Oberelsaß. Mitt. Oberrhein. geol. V., N. F. 11, Karlsruhe 1912, S. 21—25.
299. —, Die Versteinerungen aus den Tiefbohrungen auf Kali im Oligocän des Oberelsaß. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. VIII, Straßburg 1913, S. 1—49. Taf. I—III.
300. M. Gignoux et C. Hoffmann, Le bassin pétrolifère de Péchelbronn (Alsace). Serv. Cart. Géol. d'Alsace et de Lorraine 1, 1920, S. 1—46. M. 3 Taf.
301. R. Görgey, Minerale tertiärer Kalisalzlagerstätten. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. 29, Wien 1910, S. 517—519.
302. —, Zur Kenntnis der Kalisalzlager von Wittelsheim im Oberelsaß. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. 31, 1912, S. 339—468.
303. —, Vortrag über die tertiären Kalilager im Oberelsaß. Mitt. Geol. Ges., Wien 1913, S. 185.
304. —, Über die Salzgesteine der Kalilager von Wittelsheim im Oberelsaß. Kali VII, 1913, S. 320.

305. E. Harbort, Zur Frage der Genesis der Steinsalz- und Kalisalzlagerstätten im Tertiär von Oberelsaß und von Baden. Z. f. prakt. Geologie 21, 1913, S. 189—198. M. 3 Fig.

306. A. Herrmann, Beitrag zur Kenntnis des Vorkommens von Foraminiferen im Tertiär des Unterelsaß. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. IV, 1898, S. 305—327.

307. —, Zweiter Beitrag zur Kenntnis des Vorkommens von Foraminiferen im Tertiär des Unterelsaß. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. 5. Straßburg 1903, S. 263—273. M. 1 Textfig.

308. —, Dritter Beitrag zur Kenntnis des Vorkommens von Foraminiferen im Tertiär der Gegend von Pechelbronn, Lobsann, Sulz u. Wald, und Gunstedt im Unterelsaß. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. 5, Straßburg 1903, S. 323—341. M. 1 Textfig.

309. —, Vierter Beitrag zur Kenntnis des Vorkommens von Foraminiferen im Tertiär des Unterelsaß. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. X, 3, Straßburg 1917.

310. E. Höhne, Über die geologische Stellung der Blättersandsteine von Schwabweiler im Unterelsaß und ihre Beziehungen zum Septarientone. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. IX, 1916, S. 323—341.

311. —, Geologische Untersuchungsergebnisse in Erdölgebiet des Unterelsaß.

312. P. Kessler, Die tertiären Küstenkonglomerate in der Mittelrheinischen Tiefebene mit besonderer Berücksichtigung der elsässischen Vorkommen. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. VII, Straßburg 1909.

313. H. Klähn, Die Geologie der Umgebung von Colmar. Ein Beitrag zur Geologie zwischen Lauch und Fecht nebst palaeontologischem Anhang: Die tertiären Fossilien zwischen Lauch und Fecht. I. Foraminiferen, 1. Teil. Colmar 1911, 291 S. m. 2 Taf., 9 Phot., 1 Verwerfungskarte u. 5 Taf.-Prof.

314. —, Die Fossilien des Tertiärs zwischen Lauch und Fecht. I. Foraminiferen, 2. Teil; II. Bryozoen; III. Ostracoda. Mitt. Nathist. Ges. Colmar, N. F., XIV, 1916/17, S. 1—94. M. 9 Taf.

315. E. Kohl, Die Entwicklung des Kalibergbaus im Oberelsaß. Glückauf 56, 1920, S. 205—209 u. 232—236. M. 1 Übersichtskarte.

316. W. Kranz, Geologie des Strangenbergs bei Rufach. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 26, 1908, S. 44—91.

317. Meisner, Der oberelsässische Kalibergbau. Glückauf 1912, II, S. 1321—1324. M. 4 Textfig.

318. H. L. F. Meyer, Zur Entstehung der deutschen Kalisalzlager. Ber. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk. z. Gießen, N. F., Naturw. Abt., Bd. 4 (1910/11), S. 142—148. Gießen 1912.

319. F. Oustalet, Notice sur les couches à Meletta située à Froide-Fontaine. Bull. Soc. géol. France (2) 27, 1870, S. 380—397.

320. F. Rinne, Die Kalisalzlagerstätten im Elsaß und die Eisenerzvorkommnisse in Lothringen. Mitt. Ges. Erdk., Leipzig 1917/19, S. 47—62. M. 1 Kartenskizze.

321. M. Rózsa, Über den chemischen Aufbau der Kalisalzablagerungen im Tertiär des Oberelsaß. Z. f. anorg. u. allg. Chemie 93, Leipzig 1915, S. 137—150.

322. H. F. Sauvage, Notice sur les poissons de Froide-Fontaine. Bull. Soc. géol. France (2) 27, 1870, S. 397—410.

323. —, Notes sur les poissons fossiles du tongrien de Rouffach, Haute-Alsace. Bull. Soc. géol. France XI, 1883.

324. H. Thürach, Das Kalisalzlager im Tertiär des Rheintals und seine mögliche Verbreitung in Baden. Allg. Östr. Chemiker- und Techniker-Ztg. 1908, Heft 1.

325. W. Tyschachmann, Die Asphalt- und Erdöllagerstätten im Unterelsaß. Petroleum IX, Heft 12, Berlin 1914.

326. L. Van Werveke, Ausflug d. D. Geol. Ges. nach Buschweiler im Unterelsaß. Z. d. D. Geol. Ges. 44, 1892, S. 575—585.
327. —, Vorkommen, Gewinnung und Entstehung des Erdöles im Unterelsaß. Mitt. Philom. Ges. i. Elsaß-Lothr. 1, 1895, S. 17.
328. —, Die Entstehung des Rheintales. Philom. Ges. I., Jahrg. 5, Straßburg 1897, S. 39—53.
329. —, Über die Entstehung der elsässischen Erdöllager. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. VI, 1906.
330. —, Schichtenfolge in den Tiefbohrungen von Oberstritten und Oberkunzenhausen. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. III, Straßburg 1907.
331. —, Die Tektonik des Sundgaues und ihre Beziehung zur Tektonik des Juragebirges. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. VI, 1908, Heft 2.
332. —, Tektonische Vorgänge zur Zeit der Entstehung unserer Steinsalz- und Kalisalzlagerstätten. Mitt. Philom. Ges. Elsaß-Lothr. 4, 1911, Straßburg 1912, S. 575—582.
333. —, Einige Ergebnisse der Untersuchung der Kerne aus Tiefbohrungen in Lothringen und im Unterelsaß bitumenführ. Jurensisschichten aus dem Untergrund des Tertiärs. Mitt. Philom. Ges. Elsaß-Lothr. 4, Straßburg 1911.
334. —, Die Entstehung der unterelsässischen Erdöllager, erläutert an der Schichtenfolge im Oligocän. Mitt. Philom. Ges. Elsaß-Lothr. IV, Heft 5, 20. Jahrg., 1912. Straßburg 1913.
335. —, Übersicht über den geologischen Bau und die geologische Entwicklung des Reichslandes Elsaß-Lothringen und des Großherzogtums Baden. Straßburg 1913, 55 S. M. 1 Taf. u. 9 Textfig. Wanderausst. Deutsch. Landwirtschafts-Ges.. 1913.
336. —, Die Entstehung des Mittelrheintales und der mittelrheinischen Gebirge. Mitt. d. Ges. f. Erdk. u. Kolw. z. Straßburg f. d. Jahr 1913, IV. Heft, S. 1—46, M. 23 Abb., 10 Taf. u. 1 Karte.
337. —, Bitumenvorkommen in mesozoischen Schichten des Rheintales. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. VIII, Straßburg 1913.
338. —, Die Tektonik des Sundgaus, ihre Beziehung zu den Kalisalzvorkommen im Oberelsaß und in Baden und ihre Entstehung. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. VIII, Straßburg 1913.
339. J. Vogt et M. Mieg, Note sur la découverte des sels de potasse en Haute-Alsace. Bull. Soc. ind. Mulhouse, Sept.-Oct. 1908, S. 261—273.
340. W. Wagner, Die Kalisalzlager im Tertiär des Oberelsaß. Mitt. Philom. Ges. Elsaß-Lothr. 4, 1911, S. 471—486. Straßburg 1912.
341. —, Neueste Ergebnisse über die Gliederung und die Lagerung des Tertiärs im Kalisalzgebiet des Oberelsaß. Mitt. Philom. Ges. Elsaß-Lothr. 4, Heft 5, 1912, S. 743—764.
342. —, Vergleich der jüngeren Tertiärablagerungen des Kalisalzgebietes im Oberelsaß mit denen des Mainzer Beckens. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. VIII, Straßburg 1913, S. 273—287.

Marines Mitteloligocän.

a) Magdeburger Sand.

343. Andreae, Die geognostischen Verhältnisse Magdeburgs usw. S. 13—15. Magdeburg 1851.
344. Beyrich, Zur Kenntniss des tertiären Bodens der Mark Brandenburg. Karstens und v. Dechens Archiv f. Min., Geogn., Berg- u. Hüttenk. 22, 1848. S. 3—102.
345. —, Neues Vorkommen des Magdeburger Sandes. Z. d. D. Geol. Ges. 3, 1851. S. 216—217.

346. J. G. Bornemann, Bemerkungen über einige Foraminiferen aus den Tertiärbildungen der Umgegend von Magdeburg. Z. d. D. Geol. Ges. 12, 1860. S. 156—160. M. 1 Taf.

347. H. Credner, Das Oligocän des Leipziger Kreises. Z. d. D. Geol. Ges. 30, 1878, S. 629 u. 630.

348. —, Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns. Abh. math.-phys. Cl. Kgl. Sächs. Akad. Wiss. XXII. Leipzig 1895.

349. F. Etzold, Die Braunkohlenablagerungen im Königreich Sachsen. Aus: G. Klein, Handbuch f. d. D. Braunkohlenbergbau. II. Aufl., Halle 1915. S. 171 u. 172.

350. P. Friedrich, Der geologische Aufbau der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung. Lübeck 1906. S. 16. Katharineum zu Lübeck.

351. v. Koenen, Über die Oligocän-Tertiärschichten der Magdeburger Gegend. Z. d. D. Geol. Ges. 15, 1863. S. 611—618.

352. —, Das marine Mitteloligocän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. Palaeontographica XVI, 1867, S. 33—128 u. 233—291. M. 7 Taf.

353. —, Über das Mitteloligocän von Aarhus in Jütland. Z. d. D. Geol. Ges. 38, 1886. S. 883—893.

354. H. Laspeyres, Geognostische Mittheilungen aus der Provinz Sachsen. Z. d. D. Geol. Ges. 24, 1872. S. 303 u. 307.

355. (Laspeyres), Erläuterungen zur geol. Spezialkarte v. Preußen usw. Lfg. 5, Bl. Gröbzig. Berlin 1874. S. 7.

356. O. v. Linstow, Über Äquivalente der Stettiner Sande in Anhalt und Sachsen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1913, I. S. 168—173. M. 1 Kartensk.

357. R. A. Philippi, Verzeichnis der in der Gegend von Magdeburg aufgefundenen Tertiärversteinerungen. Palaeontographica 1. Cassel 1851. S. 42—90.

358. J. P. J. Ravn, Molluskfaunaen i Jyllands Tertiäraflejringer. Vid. Selsk. 7. R. Bd. 3. 1907.

359. —, Om nogle ny Findesteder for Tertiaerforsteninger. Dansk Geol. Foren. No. 15, 1909. S. 331.

360. A. Schreiber, Einige mitteloligocäne Brachiopoden bei Magdeburg. Zeitschr. f. d. ges. Natw. z. Halle 37, 1871, S. 60—62. M. 2 Taf.

361. —, Die Fauna des Grünsandes im Gebiete der Stadt Magdeburg. Abh. natw. V. Magdeburg 1874. S. 32—39.

362. —, Beiträge zur Fauna des mitteloligocänen Grünsandes aus dem Untergrunde Magdeburgs. Schulprogr. Real-Gymn. Magdeb. u. Festschr. z. 57. Vers. deutsch. Natf. u. Ärzte in Magdeburg, 1884. M. 2 Taf.

363. J. Stoller, Geologische Verhältnisse und erdgeschichtliche Entwicklung der Lüneburger Heide. Lüneburger Heimatsbuch I. Bremen 1914. S. 32—34.

b) Septarienton; Cyrenenmergel.

364. J. Ahlburg, Über das Tertiär und das Diluvium im Flußbett der Lahn Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1915, I. S. 301 ff.

365. Th. Albrecht, Die „Steinhuber Meer-Linie" und ihre Umgebung. 9. Jahresber. Niedersächs. geol. V. Hannover 1916. S. 16 ff.

366. A. Andreae, Die Foraminiferenfauna im Septarienton von Frankfurt a. M. und ihre vertikale Verbreitung. Ber. Senkenbg. natf. Ges. 1894. S. 43 ff.

367. — u. W. Kilian, Briefwechsel über das Alter des Melanienkalkes und die Herkunft des Tertiärmeeres im Rheinthale. Mitt. Comm. f. geol. Landesunters. Elsaß-Lothr. 1885, I. S. 72—82.

368. K. Andrée, Eine zweite Graphularia-Art (Gr. Crecelii n. sp.) aus dem mitteloligocänen Meeressand im Mainzer Becken. Centrbl. f. Min. usw. 1912. S. 202—207.

369. W. Beetz, Über Palaeozoicum und Tertiär bei Alsfeld am Vogelsberge. Ber. Oberhess. Ges. f. Nat.- u. Heilk. Gießen, N. F., Natw. Abt. 6. Gießen 1915, S. 1—12.

370. v. Bennigsen-Förder, Septarienthon bei Loburg und Gletscher-Alluvionen bei Wittenberg. Z. d. D. Geol. Ges. 11, 1859. S. 476.

371. —, Septarienthon zu Göbel bei Loburg. Z. d. D. Geol. Ges. 12, 1860, S. 7.

372. K. C. Berz, Petrographisch-stratigraphische Studien im oberschwäbischen Molassegebiet. Jahresh. V. vaterl. Naturk. Württembg. 51, 1915. S. 276—343. M. 2 Taf.

373. G. Berendt, Die märkisch-pommersche Braunkohlenformation und ihr Alter im Lichte der neueren Tiefbohrungen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1883. S. 643—651.

374. —, Das Tertiär im Bereiche der Mark Brandenburg. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Berlin XXXVIII, 1885. 23 S. M. 1 Karte.

375. —, Die bisherigen Aufschlüsse des märkisch-pommerschen Tertiärs usw. Abh. geol. Spezialk. Preußen usw. VII, 2. Berlin 1866. 48 S.

376. —, Die Soolbohrungen im Weichbilde der Stadt Berlin. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1889. S. 347—376.

377. Beyrich, Alttertiäre Fossilien aus den Thonlagern bei Berlin. Verh. Akad. Wiss. Berlin 1847. S. 160—164.

378. —, Über versteinerungsführende Thonlager bei Fürstenwalde und Pietzpuhl. Z. d. D. Geol. Ges. 1, 1849. S. 85.

379. —, Zur Kenntnis des tertiären Bodens der Mark Brandenburg. Karstens Arch. f. Min. 22, 1848. S. 3—102.

380. —, Die Conchylien des norddeutschen Tertiärgebirges. Z. d. D. Geol. Ges. 5, 1853, S. 273—358; 6, 1854, S. 408—500 u. 726—781; 8, 1856, S. 21—88 u. 553—588 M. 30 Taf.

381. —, Über die Stellung der hessischen Tertiärbildungen. Verh. Akad. Wiss. Berlin 1854. S. 640 ff.

382. —, Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen. Abh. Akad. Wiss. 1855. Berlin 1856. 20 S. M. 1 Karte.

383. —, Vorlage eines Zahnes von Carcharodon aus dem Septarienthon von Freienwalde. Z. d. D. Geol. Ges. 18, 1866, S. 388.

384. F. Beyschlag, Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen des Jahres 1898. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1898. S. LXXXVIII—XCIV.

385. M. Blankenhorn, Über Buntsandstein, Tertiär und Basalte auf der Südhälfte des Blattes Ziegenhain (Niederhessen). Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1914, II. S. 587 ff.

386. —, Die Gliederung der Tertiärbildungen in Niederhessen (besonders auf den Blättern Gudensberg und Ziegenhain). Sitzber. Ges. z. Beförd. d. ges. Natw. Marburg Nr. 2. 1916. S. 9—20.

387. W. Bodenbender, Über den Zusammenhang und die Gliederung der Tertiärbildungen zwischen Frankfurt a. M. und Marburg-Ziegenhain. Diss. Göttingen 1884. 39 S. Stuttgart. Auch N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 3, Stuttgart 1885. S. 107—141.

388. O. Böttger, Über die Gliederung der Cyrenenmergelgruppe im Mainzer Becken. Ber. Senckbg. natf. Ges. 1873—74. Frankfurt 1875.

389. —, Drei neue mitteloligocäne Mollusken aus deutschem Rupelthon. Malak. Bl. N. F. XI, 1889. S. 89—93.

390. —, Die Odontostomien (Moll.) des mitteloligocänen Meeressandes von Waldböckelheim bei Kreuznach. Nachrichtbl. Malakozool. Ges. 39, 1907, S. 77—82.

391. J. G. Bornemann, Die mikroskopische Fauna des Septarienthones von Hermsdorf bei Berlin. Z. d. D. Geol. Ges. 7, 1855. S. 307—371.

392. —, Bemerkungen über einige Foraminiferen aus den Tertiärbildungen der Umgegend von Magdeburg. Z. d. D. Geol. Ges. 12, 1860. S. 156—160. M. 1 Taf.

393. W. Branco, Über einige neue Arten von Graphularia und über tertiäre Belemniten. Z. d. D. Geol. Ges. 37, 1885. S. 422—432.

394. Bücking, Über vor- und nachbasaltische Dislokationen und die vorbasaltische Landoberfläche in der Rhön. Z. d. D. Geol. Ges. 64, 1912. M.-B. S. 115.

395. M. Busse, Die Mark zwischen Neustadt-Eberswalde, Freienwalde, Oderberg und Joachimsthal. Geognostisch bearbeitet. Berlin 1877, 60 S. M. 2 Taf.

396. A. Buxtorf, Dogger und Meeressand am Röttler Schloß bei Basel. Jahresber. u. Mitt. Oberrh. geol. V., N. F. II, S. 17—18 u. Mitt. Bad. geol. Landesanst. VII, 1912. S. 55—83. M. 5 Textfig.

396a. H. P. Cornelius, Einige Bemerkungen über die Geröllführung der bayerischen Molasse. Verh. geol. Staatsanst., Wien 1920. Nr. 10/11. 9 S.

397. H. Credner, Septarienthon mit Leda Deshayesiana bei Leipzig. N. Jahrb. f. Min. usw. 1876. S. 45.

398. —, Septarienthon bei Leipzig. Sitzber. Natf. Ges. Leipzig., III, 1876. S. 16 u. 17.

399. —, Das Oligocän des Leipziger Kreises. Z. d. D. Geol. Ges. 30, 1878. S. 615 bis 662. M. 2 Taf.

400. H. v. Dechen, Erläuterungen zur Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. II. Bonn 1884. S. 513 ff.

401. W. Deecke, Die geologische Zusammensetzung und Schichtenfolge der Insel Rügen. 1899. Führer für die Rügen-Exkursion d. VII. intern. Geogr. Congr. z. Berlin. Herausgegeb. v. d. Geogr. Ges. z. Greifswald.

402. —, Über ein reichliches Vorkommen von Tertiärgesteinen im Diluvialkies bei Polzin, Hinterpommern. Z. d. D. Geol. Ges. 56, 1904. Briefl. Mitt. 53.

403. —, Nachtrag zu den „Neuen Materialien von Pommern II, 1. Diluvialbohrungen". Mitt. natw. V. Neuvorpommern u. Rügen zu Greifswald 38, (1906) 1907. 20 S.

404. —, Geologie von Pommern. Berlin 1907.

405. —, Das Großherzogtum Baden. Geologische Skizze. II. Aufl. I. Karlsruhe 1912. S. 40 ff.

406. —, Geologie von Baden. II. Berlin 1917. S. 131—155.

407. R. Delkeskamp, Beiträge zur Kenntnis des Westufers des Mainzer Tertiärbeckens. I. Der Kreuznacher mitteloligocäne Meeressand und seine Fauna. Verh. Nathist. V. pr. Rheinlande u. Westfalen 62, 1905, S. 95—134. M. 5 Textfig.

408. W. Dienemann, Das oberrheinische Buntsandsteingebiet. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1913, II, S. 381.

409. W. O. Dietrich, Kein marines Oligocän in Schwaben. Centrbl. f. Min. usw. 1915, S. 669—670.

410. G. F. Dollfus, Résumé sur les terrains tertiaires de l'Allemagne occidentale. Le Bassin de Mayence. Bull. Soc. géol. France. IV, Tome X, Fasc. 7, 1910 (Mai 1911), S. 582.

411. Th. Ebert, Die tertiären Ablagerungen der Umgegend von Cassel. Diss. Göttingen. Z. d. D. Geol. Ges. 33, 1881, S. 654—679.

412. —, Teredo megotara Hanley aus dem Septarienthon von Finkenwalde. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1886, S. 259—261. M. 4 Fig.

413. —, Beitrag zur Kenntniss der tertiären Decapoden. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1886, S. 262—271. M. 2 Taf.

414. —, Die Echiniden des nord- und mitteldeutschen Oligocäns. Abh. z. Spezialk. v. Preußen u. d. Thüring. Staaten, Bd. IX, Heft 1. Berlin 1889. 111 S. M. 1 Atlas von 10 Taf. u. 1 Texttaf.

415. H. Engelhardt, Über tertiäre Pflanzenreste von Flörsheim a. M. Abh. Senckenbg. Natf. Ges. 29, 1911, S. 309—406.
416. K. Fischer u. W. Wenz, Das Tertiär in der Rhön und seine Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1914, II, S. 37—75. M. 2 Taf. u. 10 Textfig.
417. G. Fliegel, Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im Niederrheinischen Tiefland. Z. d. D. Geol. Ges. 63, 1911, M.-B. S. 509—529. M. 1 Textfig.
418. —, Neue Beiträge zur Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Stück I u. II. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1912, II, S. 418—452.
419. —, Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. Z. d. D. Geol. Ges. 65, 1913, M.-B. S. 387—404.
420. P. Friedrich, Der geologische Aufbau der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung. Lübeck 1909. 79 S. Katharineum zu Lübeck.
421. K. Futterer, Die Tertiärschichten von Großsachsen. Mitt. geol. Landesanst. Großhztg. Baden, Bd. 2, 1893, S. 1—19.
422. C. Gagel, Über eocäne und paleocäne Ablagerungen in Holstein. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1906, S. 48—62.
423. —, Über das Vorkommen von Schichten mit Inoceramus labiatus usw. Centrbl. f. Min. usw. 1906, S. 275—284.
424. —, Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Geolog. Rundschau II, 1911.
425. —, Neue Beobachtungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin über Untereocän, Paleocän? und Interglazial. Z. d. D. Geol. Ges. 66, 1914, S. 505 bis 518. M. 1 Taf. u. 4 Textfig.
426. K. Geib, Beiträge zur Geologie von Stromberg und Umgebung. Kreuznach 1914. 48 S.
427. —, Beiträge zur Kenntnis der Westufer des Mainzer Beckens. I. Über fluviomarine Ablagerungen im Tertiär von Kreuznach. Notizbl. V. Erdk. u. d. Großhzgl. Geol. Landesanst. Darmstadt f. 1917, V. Folge, 3. Heft, S. 22—25.
428. E. Geinitz, Die Flötzformation Mecklenburgs. Archiv V. Fr. Natg. Mecklbg. 37, Güstrow 1883, S. 1—151. M. 6 Taf.
429. —, Landeskunde von Mecklenburg. 93 S. Güstrow 1907. M. 5 Taf.
430. —, Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. XX (Schluß), 1908. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbg. 63, 1909.
431. —, Geologie von Mecklenburg-Strelitz. Mitt. a. d. Großhzgt. Mecklbg. Geolog. Landesanst. XXVIII, Rostock 1915, S. 27—28.
432. (O.) v. Gellhorn, Über Septarienthon bei Frankfurt a/Oder. Monatsbl. Mitth. d. natw. V. d. Reg.-Bez. Frankfurt, II, 1884/85, S. 17 ff.
433. Geologischer Führer durch das Großherzogtum Hessen. Herausgegeb. v. d. Großhzgl. Geol. Landesanst. f. Darmstadt 1911, 105 S. M. 10 Taf.
434. Th. Geyler, Verzeichnis der Tertiärflora von Flörsheim am Main. Ber. Senckbg. natf. Ges. 1882/83, S. 285, Frankfurt 1883.
435. C. G. Giebel, Über einige Versteinerungen aus den norddeutschen Tertiärschichten. Jahrb. d. natw. V. Halle, V, 1852, S. 378—393.
436. H. Glück, Eine neue gesteinsbildende Siphonee (Codium) aus dem marinen Tertiär von Süddeutschland. Mitt. Bad. Geol. Landesanst. Freiburg i/Br. 1912, VII, Heft 1, No. 1, S. 1—24. M. 4 Taf.
437. C. Gottsche, Septarienthon von Lübeck. Z. d. D. Geol. Ges. 38, 1886, S. 479—480.
438. —, Über das Mitteloligocän von Itzehoe. Sitzungsber. Akad. Wiss. 1887, Berlin, S. 573—576.
439. O. Grupe, Die geologischen Verhältnisse des Elfas, des Homburgwaldes, des

Voglers und ihres südlichen Vorlandes. Ing.-Diss. Göttingen 1901, 40 S. M. 1 Profiltaf.

440. O. Grupe, Über Gebirgsbau und Stratigraphie des Homburgwaldes, Voglers und Odfelds. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1902, S. 615—624.

441. —, Praeoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1908, I, S. 612—644. M. 1 Taf.

442. —, Exkursion in das nördliche Sollingvorland in der Gegend von Stadtoldendorf-Eschershausen. 59. Hauptvers. in Hannover, Nieders. Geol. V, Hannover 1914, S. 1—14. M. 1 Taf. u. 3 Textfig.

443. W. v. Gümbel, Geologie von Bayern. II. Cassel 1894, S. 33, 64, 267—270, 313, 323, 345.

444. A. Gurlt, Übersicht über das Tertiärbecken des Niederrheins. Bonn 1872.

445. A. Gutzwiller, Übersicht über die Tertiärbildungen in der Umgebung von Basel usw. Mitt. Schweiz. Geol. Ges. 13, Lausanne 1914, S. 352.

446. —, Das Oligocän in der Umgebung von Basel. V. d. Natf. Ges. i. Basel 26, Basel 1915, S. 96—108.

447. H. Haas, Über Podocrates und Homarus aus dem Mitteloligocän von Itzehoe. J. Lehmanns Mitt. a. d. Mineralog. Inst. Univ. Kiel, Bd. 1, Heft 1, 1888.

448. —, Verzeichnis der in den Kieler Sammlungen befindlichen Molluskenarten aus dem Rupelthone von Itzehoe, 1889. M. 4 Taf.

449. P. Harder, De oligocaene Lag i Jaernbanegen emskacringen ved Aarhus Station. Danm. geol. Und II. R. No. 22, Kjoebenhavn 1913, 140 S. M. 6 Taf. Samt rés. en francais.

450. A. Heim, Geologie der Schweiz. I. Leipzig 1919, 704 S. M. 126 Textfig. u. 31 Taf.

451. W. Hess, Über Mittel-Oligocän bei Duisburg. Vers. d. Niederrh. geol. V. f. 1912, D. 31.

452. H. Hess von Wichdorff, Über einige bisher unbekannte Tertiärvorkommen im Regatale und Umgebung in Hinterpommern. Z. d. D. Geol. Ges. 64, 1912, M.-B. S. 52—59.

453. —, Über tiefgründige diluviale Störungen in einem Tertiär-Bohrloch bei Lübzin in Pommern. Z. d. D. Geol. Ges. 67, 1915, M.-B. S. 92—98. M. 1 Textfig.

454. Fd. Fr. Hornstein, Neues vom Kasseler Tertiär. Z. d. D. Geol. Ges. 58, 1906, M.-B. S. 114—118. M. 2 Textfig.

455. A. Hosius, Über den Septarienthon von Schermbeck. Verh. nathist. V. Rheinl. u. Westf. 44, 1887, S. 1—16.

456. —, Verbreitung des Mitteloligocäns westlich von der westfälischen Kreideformation und nördlich von der Weserkette. Verh. nathist. V. Rheinl. u. Westf. 46, 1889, S. 51—95.

457. K. Hucke, Über die Tiefbohrungen von Hirschgarten bei Köpenick und Groß-Lichterfelde bei Berlin. Z. d. D. Geol. Ges. 69, 1917, M.-B. S. 219—232.

458. O. Jaekel, Verzeichnis der Selachier des Mainzer Oligocäns. Sitzber. Ges. natf. Fr. Berlin 9, 1898, S. 161—169.

459. F. Jenny, Mitteloligocänes Profil (Stampien) zwischen Therwi und Reinach bei Basel. Verh. Natf. Ges. Basel 28, 1917, S. 527—532. M. 1 Taf.

460. A. Jentzsch u. G. Berg, Die Geologie der Braunkohlenablagerungen im östlichen Deutschland. Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 72, Berlin 1913.

461. E. Kaiser u. Hermann L. F. Meyer, Der Untergrund des Vogelsberges. Sitzber. Nathist. V. Rheinl. u. Westf. 1913, S. 1—79.

462. E. Kayser, Über die Fauna des hessischen Mitteloligocäns. Z. d. D. Geol. Ges. 47, 1895, S. 595—596.

463. W. Keferstein, Die Korallen der norddeutschen Tertiärgebilde. Z. d. D. Geol. Ges. 11, 1859, S. 354—383. M. 2 Taf.

464. K. Keilhack, Notiz über ein Vorkommen von Mitteloligocän bei Soldin in der Neumark. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1883, S. 187—189.
465. P. Kessler, Die tertiären Küstenkonglomerate in der Mittelrheinischen Tiefebene mit besonderer Berücksichtigung der elsässischen Vorkommen. Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. VII, Straßburg 1909.
466. Fr. Kinkelin, Mittheilungen aus dem Mainzer Tertiärbecken. Ber. Senkbg. natf. Ges. Frankfurt a. M. 1883, S. 265—284.
467. —, Die Tertiär- und Diluvial-Bildungen des Untermainthales, der Wetterau und des Südabhanges des Taunus. Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., Bd. 9, Heft 4, 1892, 302 S. M. 2 Kart. u. 12 Abb. i. Text.
468. —, Verzeichnis der Säugetierreste aus dem Oligocän und Untermiocän des Mainzer Beckens. Ber. Senckenbg. natf. Ges. 1903, S. 87—89.
469. —, Vorgeschichte vom Untergrund und von der Lebewelt des Frankfurter Stadtgebietes. Frankfurt a. M. 1909, 96 S. M. 9 Taf.
470. C. W. Klein, Grundzüge der Geologie des Süd-Limburgischen Kohlengebiets. Ber. Niederrh. geol. V. 1909, S. 80.
471. E. Koch, K. Gripp u. A. Franke, Die staatlichen Tiefbohrungen XIV, XV, XVI, XVII in den Vierlanden bei Hamburg. Jahresber. Hamb. Wiss. Anst. 29, 1911, 33 S. M. 1 Profiltaf. u. 8 Textfig.
472. v. Koenen, Über die Oligocän-Tertiärschichten der Magdeburger Gegend. Z. d. D. Geol. Ges. 15, 1863, S. 611—618.
473. —, Das marine Mittel-Oligocän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. Palaeontographica XVI, 1867, S. 53—128 u. 233—294. M. 7 Taf.
474. —, Über das Mitteloligocän von Aarhus in Jütland. Z. d. D. Geol. Ges. 38, 1886, S. 883—893.
475. —, Über die ältesten und jüngsten Tertiärbildungen bei Kassel. Nachr. Kgl. Ges. Wiss. Göttingen 1887, No. 7, S. 123—128.
476. —, Über die Casseler Tertiärbildungen. N. Jahrb. f. Min. usw. 1892, II, S. 161—162.
477. —, Über den Rupelthon. Centrbl. f. Min. usw. 1902, S. 567.
478. —, Das Tertiärgebirge des nordwestlichen Deutschlands. 2. Jahrb. Niedcrs. Geol. V. Hannover 1909, S. 80—96.
479. W. Koert, Geologische und palaeontologische Mitteilungen über die Gasquelle von Neuengramme. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, I, S. 162—182. M. 1 Taf.
480. —, Wissenschaftliche Ergebnisse einer Erdölbohrung bei Holm in Nordhannover. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1912, I, S. 437—448.
481. E. Koken, Über Fisch-Otolithen, insbesondere über diejenigen der norddeutschen Oligocän-Ablagerungen. Z. d. D. Geol. Ges. 36, 1884, S. 500—565. M. 5 Taf.
482. —, Neue Untersuchungen an tertiären Fisch-Otolithen. II. Z. d. D. Geol. Ges. 43, 1891, S. 77—170. M. 10 Taf. u. 27 Textfig.
483. (?G.) Krause, Über den Goerziger Braunkohlenschacht (2 Bohrprofile). Ber. üb. d. Verh. d. nat. V. d. Harzes f. 1852, S. 2.
484. —, Schwefelsaurer Strontian auf Thon, in einer Tieffe von ca. 72 Fuß auf dem Görziger, inzwischen ersoffenen, Braunkohlenschachte zu Tage gefördert. Ber. üb. d. Verh. d. nat. V. d. Harzes f. 1852, S. 2.
485. P. G. Krause, Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, II, S. 126—159. M. 1 Textfig.
486. W. N. Kuiper, Oligocäne und miocäne Ostracoden aus den Niederlanden. Diss. Groningen 1918, 91 S. M. 3 Taf.
487. W. Landgraeber, Beitrag zur Erforschung des Tertiärs im tieferen Untergrunde des nördlichen Rheinthalgrabens. Glückauf 1914, I, S. 125—128.
488. —, Die geologischen und tektonischen Verhältnisse im niederrheinischen Kalirevier auf Grund neuerer Aufschlüsse. Kali, 12, 1918, S. 49—58. M. 1 Karte.

489. F. Landwehr, Das Tertiär des Doberges bei Bünde. Ravensberger Blätter 1, No. 3, Juni 1901, S. 22—23.
490. R. Lepsius, Das Mainzer Becken, geologisch beschrieben. Darmstadt 1883.
491. E. Lienenklaus, Monographie der Ostrakoden des nordwestdeutschen Tertiärs. Z. d. D. Geol. Ges. 46, 1894, S. 158—268. M. 6 Taf.
492. —, Die Tertiär-Ostrakoden des mittleren Norddeutschlands. Z. d. D. Geol. Ges. 52, 1900, S. 497—550. M. 4 Taf.
493. —, Die Ostrakoden des Mainzer Beckens. Ber. Senckenbg. Natf. Ges. 1905. M. 4 Taf.
494. O. v. Linstow, Über Verbreitung und Transgression des Septarientones (Rupeltones) im Gebiet der mittleren Elbe. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1904, S. 295—332. M. 1 Karte.
495. —, Beiträge zur Geologie von Anhalt. v. Koenen-Festschrift, Stuttgart 1907, S. 19—64. M. 2 Taf. u. 1 Textfig.
496. —, Zwei Asteriden aus märkischem Septarienton (Rupelton) nebst einer Übersicht über die bisher bekannt gewordenen tertiären Arten. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1909, II, S. 47—61. M. 1 Taf.
497. —, Salzflora und Tektonik in Anhalt, Sachsen und Brandenburg. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1910, II, S. 23—37. M. 1 Karte.
498. Lübstorf, Mitteloligocän. Septarienton auf dem Gute Tessenow bei Parchim. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklenbg. 59, 1905, S. 211—213.
499. O. Meyer, Palaeontologische Notizen aus dem Mainzer Tertiär. Jahresber. Senckenbg. natf. Ges. Frankfurt a. M. 1879/80, S. 311. M. 1 Taf.
500. —, Beitrag zur Kenntniss des märkischen Rupelthons. Ber. Senckenbg. natf. Ges. Frankfurt a. M. 1883, S. 255—264. M. 1 Taf.
501. L. Meyn, Über Septarienthon von Görtz in Holstein. Z. d. D. Geol. Ges. 26, 1874, S. 371.
502. Molengraaff u. Van Waterschoot van der Gracht, Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie I, 3. Heidelberg 1913.
503. C. Mordziol, Neuere Arbeiten über die regionale Geologie des Mainzer Beckens Geol. Rundschau II, Leipzig 1911, S. 219—235. M. 1 Fig.
504. —, Geologischer Führer durch das Mainzer Becken. I. Berlin 1911, 167 S. M. 39 Textfig. Samml. geol. Führer XVI.
505. —, Einige Bemerkungen über das angebliche Fehlen des Untermiocäns im Mainzer Becken. Z. d. D. Geol. Ges. 63, 1911, M.-B. S. 444—453.
506. M. Mourlon, Géologie de la Belgique. I u. II. Bruxelles 1880/81.
507. G. Müller, Die geologischen Verhältnisse von Alzey und seiner Umgebung. Jahresber. Großhzgl. Realschule u. des Progymn. zu Alzey, Ostern 1903, S. 1—41.
508. H. Müller, Zur chemischen Kenntnis einiger tertiärer und vortertiärer Tone. Diss. Berlin 1914, 70 S.
509. Nyst, Déscription des coquilles et des polypiers fossiles des terrains tertiaires de la Belgique. Bruxelles 1843, 677 S. M. 1 Atlas von 48 Taf.
510. P. Oppenheim, Zur Fauna des Septarienthons. Z. d. D. Geol. Ges. 51, 1899, S. 315—321.
511. —, Noch einmal über die Tiefenzone des Septarienthones. Centrbl. f. Min. usw. 1902, S. 468—472.
512. Th. Petersen, Zusammensetzung des Offenbacher Rupelthons. 12. Ber. Offenb. V. f. Natk. 1870/71, Offenbach 1871, S. 92—94.
513. K. Petzold, Septarienthone in der Umgegend von Zerbst. Ber. natw. V. Zerbst 1892—1898, Zerbst 1898, S. 1—2.
514. R. A. Philippi, Verzeichnis der in der Gegend von Magdeburg aufgefundenen Tertiärversteinerungen. Palaeontographica I, Cassel 1851, S. 42—90.
515. A. Quaas, Die Tiefbohrung Waurichen I. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, I, S. 353—374.
516. Rammelsberg, Mineralanalysen. Pogg. Ann. Phys. Chem. 68, 1846, S. 505—518.

517. J. P. J. Ravn, Über das Alter der sog. plastischen Tone Dänemarks. Centrbl. f. Min. usw. 1907, S. 58—59.
518. —, Om Mellemoligocänet Udbredelse i Jylland. Medd. fra Dansk Geol. Foren 4, 3, Köbenhavn 1914, S. 259—264. M. Karte.
519. A. v. Reinach, Neuere Aufschlüsse im Tertiär des Taunusvorlandes. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1903, S. 54—60.
520. C. Reinhard, Untersuchungen über die Molluskenfauna des Rupelthons von Itzehoe. Arch. Anthrop. u. Geol. Schleswig - Holsteins u. d. benachbarten Gebiete, II, 1897, S. 21—126.
521. O. M. Reis, Der Rheintalgraben. Geogn. Jahresh. 27, München 1914, S. 249—278. M. 2 Tafelbeil. u. 4 Textbildern.
522. A. K. Remelé, Über die Fauna des Septarientons bei Joachimsthal. Z. d. Geol. Ges. 28, 1876, S. 429—435.
523. A. E. Reuss, Über die fossilen Foraminiferen und Entomostraceen der Septarienthone der Umgegend von Berlin. Z. d. D. Geol. Ges. 3, 1851, S. 49—93. M. 5 Taf.
524. —, Briefl. Mittheilung an H. Beyrich über Foraminiferen des Septarienthons. Z. d. D. Geol. Ges. 4, 1852, S. 16—19.
525. —, Beitrag zur Charakteristik der Tertiär-Schichten des nördlichen und mittleren Deutschlands. Sitz.-Ber. k. k. Akad.; math.-natw. Kl. XVIII, Wien 1855, S. 197 bis 274. M. 13 Taf.
526. —, Die Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen des deutschen Septarienthones. Denkschr. k. Akad. Wiss. 25, Wien 1866, 98 S. M. 11 Taf.
527. Fr. A. Roemer, Beschreibung der norddeutschen tertiären Polyparien. Palaeontographica IX, Heft 6, Cassel 1863, S. 199—246. M. 5 Taf.
528. H. Roemer, Neue Aufschlüsse oligocäner Schichten in der Provinz Hannover. Z. d. D. Geol. Ges. 26, 1874, S. 342—344.
529. J. Royer, Septarienton bei Frankfurt (Oder). Brandenburgia XXV, 1917, S. 192.
530. W. Salomon, Die Bedeutung des Pliocäns für die Morphologie Süddeutschlands. Sitz.-Ber. Heidelberg Akad. Wiss. Math. phys. Cl. 1919, S. 1—22. M. 1 Profiltaf.
531. Fr. Sandberger, Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. Wiesbaden 1863.
532. J. Schad, Die Grenze des mitteloligocänen Meeres in Schwaben. Jahresber. u. Mitt. Oberrh. geol. V., N. F., III, Stuttgart, S. 22—27. M. 1 Kartenskizze.
533. E. v. Schlicht, Die Foraminiferen des Septarienthones von Pietzpuhl. Berlin 1869/70. 98 S. M. 38 Taf..
534. Th. Schmierer, Über ein glazial gefaltetes Gebiet auf dem westlichen Fläming, seine Tektonik und seine Stratigraphie unter besonderer Berücksichtigung des marinen Oligocäns. Jahrb. Kgl. Geolog. Landesanst. f. 1910, I, S. 105—135. M. 1 Karte u. 4 Textfig.
535. O. Schneider, Über den inneren Bau des Gollenberges bei Köslin. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1903, S. 410—419. M. 1 Kartenskizze.
536. M. Scholz, Beiträge zur Geognosie von Pommern. Mitt. natw. V. Neuvorp. u. Rügen, II, Greifswald 1871, S. 62.
537. H. Schopp, Der Meeressand zwischen Alzey und Kreuznach. Abh. Großhzgl. Geol. Landesanst., I, Heft 3, Darmstadt 1889, S. 376—377.
538. W. Schottler, Über einige Bohrlöcher im Tertiär bei Lich in Oberhessen. Notizbl Ver. f. Erdk. u. d. Geol. Landesanst., IV. Folge, 26. Heft, Darmstadt 1905, S. 49—66.
539. —, Cyrenenmergel und jüngeres Tertiär bei Wieseck. Notizbl. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. Landesanst., IV. Folge, 30. Heft, Darmstadt 1909, S. 68—86.
540. E. Spandel, Mitteilungen über neue Aufschlüsse von Erdschichten längs des Mains bei Offenbach und über die Gliederung des Meerestones daselbst. 29.—32. Ber. Offenbacher V. f. Natk., 1892, S. 213—240.
541. —, Der Rupelton des Mainzer Beckens, seine Abteilungen und dessen Foraminiferenfauna usw. 50. Ber. Offenbacher V. f. Natk., 1909, S. 57—230.

542. O. Speyer, Die Tertiärfauna von Söllingen bei Jerxheim im Herzogthum Braunschweig. Palaeontographica IX, Cassel 1862/64, S. 247—328.

543. J. F. Steenhuis, De geologische wordingsgeschiedenis en gesteldheid van Schouwen en Duiveland usw. Haag 1917, 7 S. M. 1 Karte.

544. —, De geologische bouw en geschiedenis van den ondergrond van het eiland Walcheren. Beilage II von Rapp, Centrale Drinkwatervoorziening usw. Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening, 1919, 68 S. M. 2 Karten u. 1 Prof.

545. G. Steinmann u. Fr. Graeff, Geologischer Führer der Umgebung von Freiburg. Freiburg i. Br. 1890, 141 S. M. 5 Taf. u. 16 Phototyp.

546. A. Steuer, Bemerkungen über einige im Sommer 1900 beobachtete neue Aufschlüsse im Rupelton. Notizbl. Ver. f. Erdk. u. d. Großhzgl. geol. Landesanst, IV, Darmstadt 1910, Heft 21, S. 11—18.

547. —, Untersuchung des Tones über den bitumenreichen Sanden aus den Bohrlöchern von Heppenheim a. d. B. Notizbl. V. f. Erdk. u. d. Großhzgl. geol. Landesanst. Darmstadt, 25, 1904, 6 S. M. 1 Taf.

548. —, Untersuchung eines Rupelton-Vorkommens in Weinheim an der Bergstraße. Notizbl. V. f. Erdk. u. d. Großhzgl. geol. Landesanst. Darmstadt, 28, 1907, S. 95-97.

549. —, Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und über ihre Fauna. Notizbl. V. f. Erdk. u. d. Großhzgl. geol. Landesanst. Darmstadt, 4. Folge, Heft 30, 1909.

550. —, Kurze Beschreibung des Tertiärs im Mainzer Becken und Führer für vier Exkursionstage. Notizbl. V. f. Erdk. u. d. Großhzgl. geol. Landesanst. Darmstadt, 31, 1910, S. 34—62. M. 8 Taf.

551. —, Allgemeine Zusammensetzung und Gliederung der Schichten im Mainzer Becken. Z. d. D. Geol. Ges. 63, 1911, M.-B. S. 433—443.

552. —, Über Rutschungen im Cyrenenmergel bei Mölsheim und anderen Orten in Rheinhessen. Notizbl. V. f. Erdk., IV. Folge, Heft 31, Darmstadt 1911.

553. —, Marine Conchylien des Mainzer Beckens I. Abh. Großhzgl. Hess. Geol. Landesanst. Darmstadt 1912, Bd. VI, Heft 1.

554. —, Tertiärformation. Handbuch der Naturwissenschaften, IX, Jena 1913, S. 1077 bis 1097.

555. —, Das Großherzogtum Hessen und angrenzendes Gebiet. Handbuch der Steinindustrie, I, Berlin 1914, 49 S. M. 18 Abb.

556. — u. W. Schottler, Über ein neues Vorkommen von Rupelton bei Rockenberg in der nördlichen Wetterau. Notizbl. V. f. Erdk. u. Großhzgl. geol. Landesanst. Darmstadt 35, 1914, S. 73—94.

557. Stiehler, Schwefelsaurer Strontian auf Thon auf dem Görziger Braunkohlenschachte. Ber. natw. V. d. Harzes f. d. Jahr 1852, S. 2.

558. J. Stoller, Geologische Verhältnisse und erdgeschichtliche Entwicklung der Lüneburger Heide. Lüneburger Heimatbuch, I, Bremen 1914, S. 32—34.

559. E. Stolley, Über zwei Brachyuren aus dem mitteloligocänen Septarienthon Norddeutschlands. Mitt. Min. Inst. Univ. Kiel, I, 1892, S. 151—173. M. 2 Taf.

560. K. Stoltz, Beitrag zur Kenntnis des Septarientons von Wonsheim in Rheinhessen. Centrbl. f. Min. usw. 1905, S. 656—661. M. 1 Kartenskizze.

561. —, Untersuchungen des Septarientons von Martinsberg bei Wonsheim in Rheinhessen. Notizbl. V. f. Erdk. Darmstadt 1906.

562. R. Struck, Neue Beobachtungspunkte tertiärer und fossilführender diluvialer Schichten in Schleswig-Holstein und Lauenburg. Mitt. Geogr. Ges. u. d. Nathist. Mus. Lübeck 22, Lübeck 1907, S. 49—96.

563. K. Strübin, Palaeontologische Mitteilungen aus dem Baseler Jura. 2. Über jurassische und tertiäre Bohrmuscheln im Baseler Jura. Verh. naturfr. Ges. Basel 24, Basel 1913, S. 32—45.

564. P. Tesch, Beiträge zur Kenntnis der marinen Mollusken im westeuropäischen Plioeänbecken. S'Gravenhage 1912, 96 S. M. 1 Karte.

565. H. Thürach u. A. Hermann, Über das Tertiär von Wiesloch und seine Foraminiferenfauna. Mitt. Geolog. Landesanst. v. Baden, Bd. IV, Heft 1, 1903.
566. O. Tietze, Zur Geologie des mittleren Emsgebietes. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1912, II, S. 108—200. M. 4 Taf. u. 11 Textfig.
567. N. V. Ussing, Dänemark. Handbuch der Regionalen Geologie I, 2, Heidelberg 1910.
568. —, Danmarks Geologi i almenfatteligt Omrids. 3. Utg. Köbenhavn 1913.
569. E. Van den Broek, Note sur un nouveau gisement de la Terebratula grandis avec une carte de l'extention primitive des dépôts pliocènes marins en Belgique. Mém. Soc. belge de Géologie I, Année 1887, Bruxelles.
570. W. Wagner-Klett, Das Tertiär von Wiesloch in Baden. Ein Beitrag zu seiner tektonischen, stratigraphischen und palaeontologischen Kenntnis. Jahresb. u. Mitt. Oberrh. geol. V., N. F., VIII, Karlsruhe 1919, S. 73—118. M. 6 Textfig., 1 Übersichtskarte, 1 Schichtenprof. u. 2 Fossil-Taf.
571. F. Wahnschaffe, Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs und Quartärs der Gegend von Buckow. Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 20, 1894, 32 S. M. 2 Abb. u. 4 Taf.
572. —, Bericht über die Exkursion nach Buckow i. M. Z. d. D. Geol. Ges. 50, 1898, Verh. S. 158.
573. K. Walther, Geologische Beobachtungen in der Gegend von Jena und Thüringen. N. Jahrb. f. Min. usw., Beilage-Bd. 21, 1906, S. 63—97.
574. Th. Wegner, Chelonia gwinneri Wegn. aus dem Rupelton von Flörsheim a. M. Abh. Senckbg. Natf. Ges. 36, Frankfurt a. M. 1918. M. 3 Taf. u. 1 Textfig.
575. R. M. Weingärtner, Beiträge zur Geologie des Großherzogtums Oldenburg. I. Das Tertiärvorkommen im nördlichen Teile der Dammer Berge und seine diluviale Bedeckung. Z. d. D. Geol. Ges. 70, 1918, M.-B. S. 37—61. M. 3 Textfig.
576. H. C. Weinkauff, Ein Beitrag zur Kenntnis der Tertiär-Bildungen in der hessischen Pfalz und den angrenzenden preußischen und bayerischen Bezirken. N. Jahrb. f. Min. usw. 1865, S. 171—211.
577. W. Weiler, Die Septarienfische des Mainzer Beckens. Eine vorläufige Mitteilung Jahrb. Nass. V. Erdk. 72. München-Wiesbaden 1920, S. 2—15.
578. K. A. Weithofer, Die Oligocänablagerungen Oberbayerns. Mitt. Wiener Geol. Ges. X. 1917, S. 1—125. M. 2 Taf. u. 1 Textfig.
579. W. Wenz, Zur Paläogeographie des Mainzer Beckens. Geol. Rundschau, V, Heft 5/6. Leipzig-Berlin 1914, S. 321—346.
580. —, Das jüngere Tertiär des Mainzer Beckens und seiner Nachbargebiete. Notizbl. V. f. Erdk. u. d. Großhzgl. Geol. Landesanst. Darmstadt, V. Folge, Heft 2, 1916, S. 49—69. M. 5 Textfig. u. 1 Taf.
581. —, Die Molluskenfauna der Schleichsande und Cyrenenmergel in der Baugrube des Frankfurter Osthafens. Nachrbl. D. Malakozool. Ges. 49, 1917, S. 154 bis 166. M. 1 Textfig.
581a. —, Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Heidelberg 1921, 351 S. M. 518 Abb. i. Text u. auf 41 Taf.
582. E. Wittich, Über neue Fische aus dem mitteloligocänen Meeressand des Mainzer Beckens. I. Notizbl. V. Erdk. Darmstadt, IV. Folge, Heft 18, 1897, S. 43—49.
583. —, Desgl. II. Ebenda, Heft 19, 1898, S. 1—16.
584. —, Desgl. III. Ebenda, Heft 21, 1900, S. 19—29.
585. —, Mitteloligocäner Meeressand bei Vilbel in Oberhessen. Centrbl. f. Min. usw. 1905, S. 531—535.
586. —, Über ein Vorkommen von mitteloligocänem Meeressand bei Hillesheim-Dorndückheim, Rheinhessen. Centrbl. f. Min. usw. 1912, S. 626—632.
587. W. Wolff, Der geologische Bau der Bremer Gegend. Abh. Natw. V. Bremen, XIX, 1907, S. 207—216.

588. W. Wolff, Der Untergrund von Bremen. Z. d. D. Geol. Ges. 61, 1909, M.-B. S. 348—365.
589. —, Über das geologische Bild der Bremer Gegend nach den neueren Aufschlüssen. Vortrag im Natw. Ver. Bremen. Ref. d. Weser-Ztg. 1, XII, 1915.
590. W. Wunstorf und G. Fliegel, Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 67, Berlin 1910.
591. O. Wurz, Über das Tertiär zwischen Istein, Kandern, Lörrach-Stetten und dem Rhein. Mitt. Großhzgl. Bad. Geol. Landesanst., VII, 1912, S. 202—309. M. 1 Karte, 1 Textfig. u. 1 Profiltaf.
592. L. Zech, Die geologischen Verhältnisse der nördlichen Umgebung von Halberstadt. Jahresber. Oberrealschule Halberstadt, 1894, 19 S.
593. E. Zimmermann II. Bericht über die Exkursion nach Ratingen am 14. Mai 1913. Ber. Vers. Niederrh. geol. V., 1913, S. 103—113. Bonn 1914.
594. Zincken, Über ein interessantes Vorkommen von schwefelsaurem Barytstrontian (Strontobaryt) in einem Braunkohlenschachte bei Görzig nach Mitteilung des Herrn Rath Krause in Köthen. Ber. Natw. V. d. Harzes f. d. Jahr 1845/46, 1846 und Ber. Natw. V. d. Harzes f. d. Jahre 1840/41 bis 1845/46, 2. Aufl., Wernigerode 1856, S. 65 u. 76.
595. C. Zincken und C. Rammelsberg, Beiträge zur Kenntnis von Mineralien des Harzes. Pogg. Ann. Phys. Chem. 77, 1849, S. 236—267.

c) Stettiner Sand.

596. G. Berendt, Die märkisch-pommersche Braunkohlenformation und ihr Alter im Lichte der neueren Tiefbohrungen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1883, S. 643—651.
597. —, Das Tertiär im Bereiche der Mark Brandenburg. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Berlin, XXXVIII, 1885, 23 S. M. 1 Karte.
598. —, Die bisherigen Aufschlüsse des märkisch-pommerschen Tertiärs usw. Abh. geol. Specialk. Preußen usw. VII, 2. Berlin 1886, 48 S.
599. —, W. Keilhack, H. Schroeder und F. Wahnschaffe, Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glazialgeologie in Norddeutschland, erläutert an einigen Beispielen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1897, S. 42—129. M. 4 Taf. und 19 Textfig.
600. Beyrich, Vorlage von *Fusus multisulcatus* als Geschiebe von Tempelhof. Z. d. D. Geol. Ges., 11, 1859, S. 9.
601. —, Vorlage von Stettiner Gestein als Geschiebe von Meseritz. Z. d. D. Geol. Ges. 12, 1860, S. 170.
602. W. Deecke, Die geologische Zusammensetzung und Schichtenfolge der Insel Rügen. 1899. Führer für die Rügen-Exkursion d. VII. intern. Geogr. Congr. zu Berlin. Herausgegeb. v. d. Geogr. Ges. zu Greifswald.
603. —, Neue Materialien zur Geologie von Pommern. I. Mitt. Natw. V. Neuvorpommerns u. Rügens, Bd. 32 u. 33, 1901—1902, Greifswald 1902.
604. —, Über ein reichliches Vorkommen von Tertiärgesteinen im Diluvialkies bei Polzin, Hinterpommern. Z. d. D. Geol. Ges. 56, 1904. Briefl. Mitt. S. 53 bis 57.
605. —, Geologie von Pommern. Berlin 1907, S. 131—155.
606. v. Hagenow, Vorlage von Stettiner Kugeln. Z. d. D. Geol. Ges. 2, 1850, S. 285.
607. K. Keilhack, Über ein neues Vorkommen von versteinerungsreichem Mitteloligocän. Z. d. D. Geol. Ges. 49, 1897, M.-B. S. 55.
608. v. Koenen, Das marine Mittel-Oligocän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. Palaeontographica XVI, 1867, S. 53—128 u. 233—294. M. 7 Taf.
609. R. Küsel, Die Tertiärschichten über dem Septarienthone bei Buckow. Zeitschr. f. d. ges. Natw. 35, 1870, S. 208—212.
610. —, Die oberen Schichten des Mittel-Oligocäns bei Buckow. Programm der

Andreas-Schule vom Jahre 1870. Berlin, 20 S. u. 1 Prof. — und Z. d. D. Geol. Ges. 23, 1871, S. 659—661.
611. R. Lepsius, Geologie von Deutschland. II, Leipzig 1910, S. 463.
612. O. v. Linstow, Über Äquivalente der Stettiner Sande in Anhalt und Sachsen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1913, I, S. 168—173. M. 1 Textfig.
613. E. Picard, Bericht über die wissenschaftlichen Resultate seiner Aufnahmen auf Blatt Schönebeck in Hinterpommern. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1904, S. 758—766.
614. A. Quaas, Die Tiefbohrung Waurichen I. — Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, I, S. 353—374.
615. O. Schneider, Über den inneren Bau des Gollenberges bei Köslin. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1903, S. 410—419. M. 1 Kartenskizze.
616. — u. F. Soenderop, Marines Mitteloligocän und (?) Alt-Tertiär bei Belgard in Pommern. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1906, S. 199—209. M. 2 Textfig.
617. O. Speyer, Über Tertiär-Conchylien von Söllingen bei Jerxheim im Herzogthum Braunschweig. Z. d. D. Geol. Ges. 12, 1860, S. 471—508. M. 1 Taf.
618. —, Die Tertiärfauna von Söllingen bei Jerxheim im Herzogthum Braunschweig. Palaeontographica IX, Cassel 1864, S. 247—337. M. 4 Taf.
619. E. Zimmermann I, Oligocän bei Buckow. Z. d. D. Geol. Ges. 35, 1883, S. 628—630. M. 1 Abb.

Marines Oberoligocän.

620. R. Amthor, Eiszeitreste bei Ballstädt nördlich von Gotha. Zeitschr. f. Natw. 78, Stuttgart 1905/06, S. 428—438.
621. G. Berendt, Das Tertiär im Bereiche der Mark Brandenburg. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Berlin, XXXVIII, 1885, 23 S. M. 1 Karte.
622. —, Der oberoligocäne Meeressand zwischen Elbe und Oder. Z. d. D. Geol. Ges. 38, 1886, S. 225—268.
623. K. Beutler, Die Foraminiferen im Sternberger Gestein. Arch. V. d. Fr. Natg. Mecklenburg, 68, 1914, Güstrow 1914, S. 176—199.
624. Beyrich, Vorlage eines Geschiebes (Sternberger Kuchen) von Kunitz b. Frankfurt a. O, Z. d. D. Geol. Ges. 5, 1853, S. 7.
625. —, Die Conchylien des norddeutschen Tertiärgebirges. Z. d. D. Geol. Ges. 5, 1853, S. 273—358; 6, 1854, S. 408—500 u. 726—781; 8, 1856, S. 21—88 u. 553 bis 588. M. 30 Taf.
626. —, Tertiäre Conchylien aus Bohrungen bei Neuß. Z. d. D. Geol. Ges. 8, 1856, S. 10.
627. —, Über das Alter tertiärer Eisensteine. Z. d. D. Geol. Ges. 8, 1856, S. 309.
628. F. Beyschlag, Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen des Jahres 1898. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1898, S. LXXXVIII—XCIV.
629. W. Bodenbender, Über den Zusammenhang und die Gliederung der Tertiärbildungen zwischen Frankfurt a. M. und Marburg-Ziegenhain. Diss. Göttingen 1884, 39 S., Stuttgart. Auch N. Jahrb. f. Min. usw. Stuttgart, Beilage-Bd. 3, S. 107—141, 1885.
630. W. Bölsche, Zur Geognosie und Palaeontologie der Umgebung von Osnabrück. 5. Jahresber. natw. V. Osnabrück 1883, S. 141—183.
631. W. Bucher, Beitrag zur geologischen und palaeontologischen Kenntnis des jüngeren Tertiärs der Rheinpfalz. Geogn. Jahresh. 26, München, 1913, 101 S. M. 2 Taf.
632. E. Carthaus, Mittheilungen über die Triasformation im nordöstlichen Westfalen. Diss. Würzburg 1886, 71 S. M. 1 Karte.
633. C. Chelius, Geologischer Führer durch den Vogelsberg, seine Bäder und Mineralquellen. Gießen 1905, 110 S. M. 1 Karte, 2 Prof. u. zahlr. Abb.

634. W. v. Dechen, Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. II. Bonn 1884, S. 670—675.

635. W. Deecke, Faciesstudien über europäische Sedimente. Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br., XX, Naumburg 1913, 40 S.

636. P. Destinez, Comparaison de la faune des sables de Boncelles avec celle de l'oligocène supérieur de Westphalie. Soc. Géol. Belg., 4. Mars 1909, Liège.

637. Th. Ebert, Die tertiären Ablagerungen der Umgegend von Cassel. Diss. Göttingen. Z. d. D. Geol. Ges. 33, 1881, S. 654—679.

638. —, Beitrag zur Kenntniss der tertiären Decapoden. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1886, S. 262—271. M. 2 Taf.

639. —, Die Echiniden des nord- und mitteldeutschen Oligocäns. Abh. z. Spezialk. v. Preußen usw. Bd. IX, 1, Berlin 1889, 111 S. M. 1 Atlas von 101 Taf. u. 1 Textfig.

640. H. Engelhardt, Über tertiäre Pflanzenreste von Wieseck bei Gießen. Abh. Senckbg. Natf. Ges. 29, 1911, S. 409—428.

641. Fr. Etzold, Die Braunkohlenformation Nordwestsachsens. Erl. z. geol. Spezialk. d. Kgr. Sachsens, Leipzig 1912, S. 99—105.

642. —, Die Braunkohlenablagerungen im Königreich Sachsen. Aus: G. Klein, Handbuch f. d. D. Braunkohlenbergbau, II. Aufl., Halle 1915, S. 164—178.

643. G. Fliegel, Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im niederrheinischen Tieflande. Z. d. D. Geol. Ges. 63, 1911, M.-B. S. 509—529. M. 1 Textfig.

644. —, Neue Beiträge zur Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1912, II, S. 418—452. M. 1 Taf.

645. —, Über tiefgründige Verwitterung usw. Z. d. D. Geol. Ges. 65, 1913, S. 387—404.

646. C. Gagel, Neuere Fortschritte in der Geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Erweiterter und mit Zusätzen versehener Abdruck eines Aufsatzes aus der Geologischen Rundschau 1911, Bd. II, Heft 7. — Schr. Natw. V. Schleswig-Holstein, XV, 1912, S. 223—254.

647. —, Geologische Notizen aus der Lausitz. Centrbl. f. Min. usw. 1915, S. 113—118.

648. K. Geib, Beiträge zur Geologie von Stromberg und Umgebung. Kreuznach 1914, 48 S.

649. E. Geinitz, Über Auffindung einer anstehenden Lagerstätte von Sternberger Gestein. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklenbg. 40, Güstrow 1886. Sitzber. XXV.

650. —, IX. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. Neue Aufschlüsse der Flötzformationen Mecklenburgs. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklenbg. 41, Güstrow 1887, S. 143—216. M. 3 Taf.

651. —, XIII. Beitrag zur Geologie von Mecklenburg. Weitere Aufschlüsse der Flötzformationen. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbg. 46, (1892), Güstrow 1892, S. 59—97. M. 3 Taf.

652. Geologischer Führer durch das Großherzogtum Hessen. Herausgegeb. v. d. Großhzl. Geol. Landesanst. z. Darmstadt 1911, 105 S. M. 10 Taf.

653. J. Graul, Die tertiären Ablagerungen des Sollings. N. Jahrb. f. Min. usw. 1885, I., S. 187—221.

654. K. Gripp, Über das marine Altmiocän im Nordseebecken. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 41, S. 1—59. Stuttgart 1915. M. 2 Taf.

655. O. Grupe, Die geologischen Verhältnisse des Elfas, des Homburgwaldes, des Voglers und ihres südlichen Vorlandes. Ing.-Diss. Göttingen 1901, 40 S. M. 1 Profiltaf.

656. —, Über Gebirgsbau und Stratigraphie des Homburgwaldes, Voglers und Odfelds. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1902, S. 615—624.

657. O. Grupe, Praeoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1908, I., S. 612—644. M. 1 Taf.
658. —, Die transgredierende Lagerung des marinen Oberoligocäns im Solling und Reinhardswalde. 2. Jahresber. Niedersächs. geol. V. Hannover 1909, S. IV—V.
659. —, Exkursion in das nördliche Sollingvorland in der Gegend von Stadtoldendorf-Eschershausen. 59. Hauptvers. in Hannover. Nieders. geol. V. Hannover 1914, S. 1—14. M. 1 Taf. u. 3 Textfig.
660. A. Gurlt, Übersicht über das Tertiärbecken des Niederrheins. Bonn 1872.
661. E. Haarmann, Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1909, I., S. 1—58. M. 5 Taf.
662. P. Harder, De oligocaene Lag i Jernbane gennem skaeringen vel Aarhus-Station. Danm. geol. Und., II. R., Nr. 22, Kjoebenhavn 1913. Av. 6 pl. Avec rés. en francais.
663. Fd. Fr. Hornstein, Neues vom Kasseler Tertiär. Z. d. D. Geol. Ges. 58, 1906, M.-B. S. 114—118. M. 2 Textfig.
664. A. Hosius, Beitrag zur Kenntnis der Foraminiferen des Ober-Oligocäns vom Doberg bei Bünde. 2 Tle., 1894/95.
665. H. Karsten, Verzeichnis der im Rostocker akademischen Museum befindlichen Versteinerungen aus dem Sternberger Gestein (Rektorats-Programm). Rostock 1849.
666. W. Keferstein, Die Korallen der norddeutschen Tertiärgebilde. Z. d. D. Geol. Ges. 11, 1859, S. 354—383. M. 2 Taf.
667. F. Kinkelin, Eine Episode aus der mittleren Tertiärzeit des Mainzer Beckens. Ber. Senckenberg. Natf. Ges. 1890, S. 109—124.
668. E. Koch, K. Gripp u. A. Franke, Die staatlichen Tiefbohrungen XIV, XV, XVI, XVII in den Vierlanden bei Hamburg. Jahresber. Hamb. Wiss. Anst. 29, 1911, 33 S. M. 1 Profiltaf. u. 8 Textffig.
669. F. E. Koch, Über das Vorkommen und die Bildungsweise der oligocänen Sternberger Kuchen. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbg. 28, 1874, S. 111—120.
670. —, Katalog der fossilen Einschlüsse des oberoligocänen Sternberger Gesteins in Mecklenburg. I. Gastropoda. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbg. 30, Neubrandenburg 1876, S. 137—187.
671. —, Die fossilen Einschlüsse des Sternberger Gesteins in Mecklenburg. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbg. 32, Neubrandenburg 1878, S. 35—39.
672. — u. C. M. Wiechmann, Die oberoligocäne Fauna des Sternberger Gesteins in Mecklenburg. Z. d. D. Geol. Ges. 20, 1868, S. 513—564. M. 1 Taf.
673. — —, Die Molluskenfauna des Sternberger Gesteins in Mecklenburg. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbg. 25, Neubrandenburg 1872, S. 1—128. M. 3 Taf.
674. v. Koenen, Über die Oligocän-Tertiärschichten der Magdeburger Gegend. Z. d. D. Geol. Ges. 15, 1863, Prot. S. 611—618.
675. —, Über das Alter der Tertiärschichten bei Bünde in Westphalen. Z. d. D. Geol. Ges. 18, 1866, S. 287—291 u. Verh. nathist. V. Rheinl. u. Westf. 1866. Korr.-Bl. 558.
676. —, Über das Ober-Oligocän von Wiepke. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbg. 22, 1868, S. 106—113.
677. —, Comparaison des couches de l'oligocène supérieur et du miocène de l'Allemagne septemtrionale. Liége 1885. Ann. Soc. géol. Belge, XII. Mém. 1885, S. 194—206.
678. —, Über das norddeutsche und belgische Oberoligocän und Miocän. N. Jahrb. f. Min. usw. 1886, I., S. 81—84.
679. —, Über die ältesten und jüngsten Tertiärbildungen bei Kassel. Nachr. Kgl. Ges. Wiss. Göttingen 1887, No. 7, S. 123—128.

680. v. Koenen, Über die Casseler Tertiärbildungen. N. Jahrb. f. Min. usw. 1892, II, S. 161—162.
681. —, Über das Alter und die Gliederung der Tertiärbildungen zwischen Guntershausen und Marburg. Rektorats-Programm 1899, 16 S.
682. —, Das Tertiärgebirge des nordwestlichen Deutschlands. 2. Jahresber. Niedersächs. geol. V. Hannover 1909, S. 80—96.
683. —, Über die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens. Z. d. D. Geol. Ges. 62, 1910, M.-B. S. 121—122.
684. E. Königs, Die geologische Vergangenheit der Gegend von Crefeld und darauf bezügliche Funde. Jahresber. Natwiss. V. Crefeld für 1894/95, S. 52.
685. W. Koert, Zwei neue Aufschlüsse von marinem Oberoligocän im nördlichen Hannover. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1900, S. 187—199.
686. —, Geologische und paläontologische Mitteilungen über die Gasquelle von Neuengamme. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, II, S. 162—182. M. 1 Taf.
687. —, Wissenschaftliche Ergebnisse einer Erdölbohrung bei Holm in Nordhannover. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1912, I., S. 437—448.
688. E. Koken, Über Fisch-Otolithen, insbesondere über diejenigen der norddeutschen Oligocän-Ablagerungen, Z. d. D. Geol. Ges. 36, 1884, S. 500—565. M. 4 Taf.
689. —, Neue Untersuchungen an tertiären Fisch-Otolithen, II. Z. d. D. Geol. Ges. 43, 1891, S. 77—170. M. 10 Taf. u. 27 Textfig.
690. P. G. Krause, Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebiets. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, II, S. 126—159. M. 1 Textfig.
691. W. N. Kuiper, Oligocäne und miocäne Ostracoden aus den Niederlanden. Diss. Groningen 1918, 91 S. M. 3 Taf.
692. W. Landgraeber, Beitrag zur Erforschung des Tertiärs im tieferen Untergrunde des nördlichen Rheinthalgrabens. Glückauf 1914, I., S. 125—128.
693. —, Die geologischen und tektonischen Verhältnisse im niederrheinischen Kalirevier auf Grund neuerer Aufschlüsse. Kali 12, 1918, S. 49—58. M. 1 Karte.
694. F. Landwehr, Das Tertiär des Doberges bei Bünde. Ravensberger Blätter 1, No. 3, Juni 1901, S. 22—23.
695. R. Lepsins, Das Mainzer Becken. Darmstadt 1883.
696. E. Lienenklaus, Die Oberoligocän-Fauna des Doberges. 8. Jahresber. Natw. V. Osnabrück f. 1889/90 u. S. 43—174. M. 2 Taf.
697. —, Über das Tertiär des Doberges bei Bünde. Verh. nathist. V. Rheinl. u. Westf. 57, Bonn 1900, S. 55—58.
698. —, Die Tertiär-Ostrakoden des mittleren Norddeutschlands. Z. d. D. Geol. Ges. 52, 1900, S. 497—550, M. 4 Taf.
699. O. v. Linstow, Die Tertiärablagerungen im Reinhardswalde bei Cassel. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1898, S. 1—23. M. 1 Taf.
700. —, Die Tertiärbildungen auf dem Gräfenheinichen-Schmiedeberger Plateau (Dübener Heide z. T.). Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1908, II, S. 254—300. M. 2 Taf. u. 3 Textfig.
701. —, Die geologische Stellung der sog. oberoligocänen Meeressande. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, II., S. 198—200.
702. H. Lotz, Über marines Tertiär im Sauerlande. Z. d. D. Geol. Ges. 54, 1902, Prot. S. 14—15.
703. Lüders, Vorkommen von tertiären Sphaerosideriten bei Brambach im Dessauischen. Z. d. D. Geol. Ges. 6, 1854, S. 510.
704. A. Mestwerdt, Über Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der Tertiärvorkommen im Fürstentum Lippe. 3. Jahresber. Niedersächs. geol. V. Hannover 1910, S. 171—190. M. 4 Textfig.

705. Mette, Das Vorkommen des Eisensteins bei Brambach am rechten Elbufer unterhalb Roßlau auf Hzgl. Anhalt. Dessau-Cöthener Gebiet betreffend. Zeitschr. f. d. ges. Natw. 4, Berlin 1854, S. 292.

706. Mieleczki, Über das Vorkommen von tertiären Versteinerungen auf der Braunkohlengrube Pauline bei Hohendorf. Z. d. D. Geol. Ges. 2, 1850, S. 240.

707. Molengraaf u. Van Waterschoot van der Gracht. Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie I, 3, Heidelberg 1913.

708. C. Mordziol, Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Z. d. D. Geol. Ges. 60, 1908, M.-B. S. 270—284. M. 1 Textfig.

709. —, Gibt es echtes Miocän im Mainzer Becken? Centrbl. f. Min. usw. 1911, S. 36—42.

710. —, Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken. I. Berlin 1911, 167 S. M. 39 Textfig. Samml. geol. Führer XVI.

711. G. Müller, Die geologischen Verhältnisse von Alzey und seiner Umgebung. Jahresber. Großhzgl. Realsch. u. d. Progymn. zu Alzey, Ostern 1903, S. 1—41.

712. v. Münster, Über einige fossile Arten Cypris und Cythere. N. Jahrb. f. Min. usw. 1830, S. 60—67.

713. —, Bemerkungen über einige tertiäre Meerwassergebilde im nordwestlichen Deutschland zwischen Osnabrück und Cassel. N. Jahrb. f. Min. usw. 1835, S. 420—451.

715. J. Nahnsen, Das Tertiär von Wiepke. Abh. u. Ber. Mus. Nat.- u. Heimatsk. Magdeburg II. Magdeburg 1909, S. 89—100.

716. Noetling, Vorlegung von Crustaceenresten aus dem oberoligocänen Sternberger Gestein. Sitz.-Ber. Ges. natf. Fr. Berlin 1886, S. 32—34.

717. R. A. Philippi, Beiträge zur Kenntnis der Tertiärversteinerungen des nordwestlichen Deutschland. Kassel 1841 u. 1843.

718. P. Piedboeuf, Erbohrung der Tertiärschichten in Düsseldorf-Oberbilk. Mitt. Natw. V. Düsseldorf, 5. Heft, Düsseldorf 1911, S. 128—134. M. 13 Taf.

719. H. Pohlig, Graues marines Oberoligocän im Untergrund der Stadt Düsseldorf. Z. d. D. Geol. Ges. 66, 1914, M.-B. S. 197—198.

720. A. Quaas, Beiträge zur Geologie der Niederrheinischen Bucht. II. Ein neuer oberoligocäner Fossilfundpunkt bei Süchteln. Z. d. D. Geol. Ges. 62, 1910, M.-B. S. 659—662.

721. —, Die Tiefbohrung Waurichen I. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, I, S. 353—374.

722. —, Beiträge zur Geologie des Niederrheins. IV. Zur Wertung der fossilführenden Schichten der Hauptterrasse. Z. d. D. Geol. Ges. 68, 1916, M.-Ber. S. 154—160.

723. —, Beiträge zur Geologie des Niederrheins. VI. Das geologische Profil der »Gemeindegrube Neuwerk« im Viersener Horst. Z. d. D. Geol. Ges. 68, 1916, M.-B. S. 310.

724. J. P. J. Ravn, Über das Alter der sogenannten plastischen Tone Dänemarks. Centrbl. f. Min. usw. 1907, S. 58—59.

725. —, Molluskenfaunaen i Jyllands Tertiäraflejrniger. Vid. Skr., 7. R., Bd. 3, Nr. 2, 1907.

726. —, On nogle ny Findesteder for Tertiärversteninger. Dans. geol. Foren, Nr. 15, 1909, S. 331.

727. A. E. Reuß, Beiträge zur Charakteristik der Tertiär-Schichten des nördlichen und mittleren Deutschlands. Sitzber. K. Akad. Wiss. Wien. Math.-phys. Cl. 18, 1855, S. 197—273. M. 12 Taf.

728. —, Zur Fauna des deutschen Oberoligocäns. Sitzber. k. k. Akad. Wiss. Wien. Math.-phys. Kl. 50, 1864, S. 435—482. M. 5 Taf.

729. Roemer, Die Cytherinen des Molasse-Gebirges. N. Jahrb. f. Min. usw. 1838, S. 514—519. M. 1 Taf.

730. Fr. F. Roemer, Beschreibung der norddeutschen tertiären Polyparien. Palaeontographica IX, Heft 6, Cassel 1863, S. 199—246. M. 5 Taf.

731. H. Roemer, Neue Aufschlüsse oligocäner Schichten in der Provinz Hannover. Z. d. D. Geol. Ges. 26, 1874, S. 342—344.

732. Th. Schmierer, Über ein glazial gefaltetes Gebiet auf dem westlichen Fläming, seine Tektonik und seine Stratigraphie unter besonderer Berücksichtigung des marinen Oligocäns. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1910, I, S. 105—135. M. 1 Karte u. 4 Textfig.

733. G. Schmitz et X. Stainier, Découverte en Campine de l'oligocène supérieur marin. La question de l'âge du Boldérien de Dumont. 1909.

733a. H. Schulz, Geologie und Topographie der Umgegend Cassels. Führer durch Cassel und seine nächste Umgebung. Festschr. dargebr. d. 51. Vers. deutsch. Natf. u. Ärzte, Cassel 1878, S. 25—41.

734. J. O. Semper, Katalog einer Sammlung Petrefacten des Sternberger Gesteins. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbg. 15, Neubrandenburg 1861, S. 266—326.

735. O. Semper, Du genre Mathildia. Journ. de Conchyliologie XIII, 1865, S. 328 bis 341. M. 1 Taf.

736. O. Speyer, Die fossilen Ostracoden aus den Kasseler Tertiärbildungen. Jahresber. üb. d. Tätigk. d. V. f. Natk. Cassel 13, 1863, S. 1—62.

737. —, Die oberoligocänen Tertiärgebilde und deren Fauna im Fürstentum Lippe-Detmold. Palaeontographica XVI, 1866, S. 1—50.

738. —, Die Conchylien der Casseler Tertiärbildungen. Palaeontographica IX, 1862 bis 1864, S. 91—141; 153—198; desgl. XVI, 1866—69, S. 175—218; 297—339; desgl. XIX, 1871, S. 47—101; 159—202.

739. —, Über die Tertiärschichten von Priorfließ bei Cottbus. Z. d. D. Geol. Ges. 30, 1878, S. 534—535.

740. —, Über das Bohrloch von Gr. Ströbitz und die aus demselben geförderten tertiären Versteinerungen. Z. d. D. Geol. Ges. 31, 1879, S. 213—215.

741. —, Abbildungen der Bivalven der Casseler Tertiärbildungen. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen usw. IV, 4, Berlin 1884. M. einem Vorwort von A. v. Koenen u. 31 Taf.

742. Spulski, Zusammenfassende Übersicht der neueren Literatur über die krymo-kaukasischen Neogenablagerungen. Geolog. Rundschau I, 1910, S. 197—204.

743. A. Steeger, Über das (sekundäre) Vorkommen oberoligocäner mariner Muscheln und Schnecken in diluvialen Flußkiesen am Niederrhein. Vers.-Ber. Lehrer-Ver. f. Natk., Krefeld 1913.

744. A. Steuer, Über einige Aufschlüsse im Cerithienkalk des Mainzer Beckens. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, IV. Folge, Heft 23, 1902, S. 14—25.

745. —, Über Cerithienschichten und Cyrenenmergel bei Großkarben. Notizbl. V. Erdk. u. d. Großhzgl. geol. Landesanst. Darmstadt f. d. Jahr 1908, 29, S. 54—62.

746. —, Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und über ihre Fauna. Notizbl. V. Erdk. u. d. Großhzgl. geol. Landesanst. Darmstadt f. d. Jahr 1909, 30, S. 41—67. M. 2 Taf.

747. —, Tertiärformation. Handbuch der Naturwissenschaften IX, Jena 1913, S. 1077 bis 1097.

748. H. Stille, Marines Oligocän westlich von Hannover. 2. Jahresber. Niedersächs. geol. V., Hannover 1909, S. 69—76.

749. —, Der Untergrund der Lüneburger Heide und die Verteilung ihrer Salzvorkommen. 4. Jahresber. Niedersächs. geol. V., Hannover 1911, S. 241 u. 242.

750. J. Stoller, Wissenschaftliche Ergebnisse seiner Aufnahmen auf Blatt Eschede im Sommer 1911. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, S. 482 u. 483.

751. J. Stoller, Geologische Verhältnisse und erdgeschichtliche Entwicklung der Lüneburger Heide. Lüneburger Heimatbuch, I, Bremen 1914, S. 32—34.
752. E. Stremme, Beitrag zur Kenntnis des tertiären Ablagerungen zwischen Cassel und Detmold nebst einer Besprechung der norddeutschen Pecten-Arten. Z. d. D. Geol. Ges. 40, 1888, S. 310—354. M. 2 Taf.
753. A. Täuber, Lage und Beziehungen einiger tertiärer Vulkangebiete Mitteleuropas zu gleichzeitigen Meeren oder großen Seen. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 36, Berlin 1913, S. 413—440.
754. O. Tietze, Zur Geologie des mittleren Emsgebietes usw. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1912, II, S. 108—200. M. 11 Textfig. u. 4 Taf.
755. N. V. Ussing, Dänemark, Handbuch der Regionalen Geologie, I, 2, Heidelberg 1910.
756. E. Van den Broek, Note sur un nouveau gisement de la *Terebratula grandis* avec une carte de l'extention primitive des dépôts pliocènes marins en Belgique. Mém. Soc. belge de Géologie I, Année 1887, Bruxelles, S. 49 ff.
757. R. M. Weingärtner, Zur Kenntnis des Oligocäns und Miocäns am Niederrhein. Z. d. D. Geol. Ges. 64, 1912, M.-B. S. 203—207.
758. —, Beiträge zur Geologie des Großherzogtums Oldenburg. I. Das Tertiärvorkommen im nördlichen Teile der Dammer Berge und seine diluviale Bedeckung. Z. d. D. Geol. Ges. 70, 1918, M.-B. S. 37—61. M. 3 Textfig.
759. C. M. Wiechmann, Bemerkungen über einige norddeutsche Tertiär-Mollusken. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbg. 21, Neubrandenburg 1868, S. 141—151.
760. —, Über einige Conchylien aus dem oberoligocänen Mergel des Doberges bei Bünde und Pecten pictus Goldf. im Unteroligocän. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklenbg. 24, 1871, S. 49—64.
761. —, Verzeichnis der Pelecypoden des oberoligocänen Sternberger Gesteins in Mecklenburg. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklenbg. 31, Neubrandenburg 1877, S. 133—153 u. 32, 1878, S. 1—34.
762. A. Windhausen, Die geologischen Verhältnisse der Bergzüge westlich und südwestlich von Hildesheim. Inaug.-Diss. Göttingen 1907.
763. I. C. Winkler, Beschreibung einiger fossiler Tertiär-Fischreste, vorzugsweise des Sternberger Gesteins. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbg. 29, 1875, S. 97 bis 129. M. 2 Taf.
764. W. Wolff, Die Fauna der südbayerischen Oligocänmolasse. Palaeontographica 43, Stuttgart 1896/97, S. 223—311. M. 9 Taf.
765. —, Der Untergrund von Bremen. Z. d. D. Geol. Ges. 61, 1909, M.-B. S. 348—365.
766. W. Wunstorf u. G. Fliegel, Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 67, Berlin 1910.
767. E. Zimmermann II, Bericht über die Exkursion nach Ratingen am 14. Mai 1913. Ber. Vers. Niederrh. geol. V. 1913, S. 103—113, Bonn 1914.
768. J. Zinndorf, Mitteilung über einen Aufschluß im Cerithien-Sande bei Offenbach a. M. 33—36. Ber. Offenb. Ver. f. Natk. 1895.

Subbeskidisches Alttertiär.

769. R. Michael, Neuere geologische Aufschlüsse in Oberschlesien. Z. d. D. Geol. Ges. 56, 1904, M.-B. S. 143 ff.
770. —, Die Lagerungsverhältnisse und Verbreitung der Karbon-Schichten im südlichen Teile des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Ebenda, 60, 1908, M.-B. S. 17.
771. —, Über den Gasausbruch im Tiefbohrloch Baumgarten bei Teschen in Österreich-Schlesien. Ebenda, 60, 1908, M.-B. S. 286 ff.
772. —, Die Altersfrage des Tertiärs im Vorlande der Karpathen. Ebenda, 65, 1913, M.-B. S. 238—244.

773. R. Michael, Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1913, I, S. 341—382. M. 2 Karten und 3 Prof.
774. —, Die Geologie des oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 71, Berlin 1913, S. 387.
775. P. Oppenheim, Zur Altersfrage des bei Teschen im Karpathenlande überschobenen Tertiärs. Centrbl. f. Min. usw. 1913, S. 85—90.
776. W. Petrascheck, Das Verhältnis der Sudeten zu den mährisch-schlesischen Karpathen. Der Kohleninteressent. Teplitz-Schönau 1908, No. 18, 19. 22 S. (Gleichlautend m.. Verh. k. k. Geol. Reichsanst. 1908, S. 140—159.)
777. —, Die alttertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes. Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1912, S. 4.
778. —, Die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes, mit einem Beitrag über den Fossilinhalt von Th. Fuchs. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1912, S. 75—95.
779. A. Rzehak, Das Alter des subbeskidischen Tertiärs. Zeitschr. d. Mährischhen Landesmuseums, Brünn 1913, S. 235 ff.
780. Uhlig, Über die Tektonik der Karpathen. Sitzber. K. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl. 106, Wien 1907, S. 871 ff.
781. —, Die karpathische Sandsteinzone und ihr Verhältnis zum subsudetischen Karbongebiet. Mitt. Geol. Ges. Wien I, 1908, S. 63 ff.

Marines Untermiocän.

a) Norddeutschland; Oberschlesien.

782. Th. Arldt, Handbuch der Palaeogeographie, Leipzig 1919, S. 417—421.
783. C. Gottsche, Die Mollusken-Fauna des Holsteiner Gesteins. Festschr. z. 50jähr. Bestehen d. natw. V. z. Hamburg. X. Abh. a. d. Gebiet d. Natw. 1887.
784. —, Der Untergrund Hamburgs. Hamburg in naturwissenschaftlicher u. medizinischer Bedeutung. Hamburg 1901, S. 14—29. M. 2 Textfig.
785. K. Gripp, Über eine untermiocäne Molluskenfauna von Itzehoe. Jahrb. Hambg. Wiss. Anst. 31, 1913, Hamburg 1914.
786. —, Über das marine Altmiocän im Nordseebecken. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 41, Stuttgart 1915, S. 1—59. M. 2 Taf.
787. W. v. Gümbel, Die Miocän-Ablagerungen im oberen Donaugebiet. Sitzber. bayr. Akad. Wiss. 1887, S. 299 ff.
788. —, Geologie von Bayern II, Cassel 1894, S. 283 ff.
789. A. Heim, Geologie der Schweiz I, Leipzig 1919, 704 S. M. 126 Textfig. u. 31 Taf.
790. A. Jordan, Die Fauna der miocänen Tone von Hassendorf. Abh. Natw. V. Bremen XV, 1901, S. 224.
791. —, Die organischen Reste in den Bohrproben von der Tiefbohrung auf dem Schlachthofe. Ebenda XVII, 1903, S. 523.
792. E. Koch, K. Gripp u. A. Franke, Die staatlichen Tiefbohrungen XIV, XV, XVI, XVII in den Vierlanden bei Hamburg. Jahresber. Hamb. Wiss. Anst. 29, 1911. M. 1 Profiltaf. u. 8 Textfig.
793. E. Koch u. K. Gripp, Zur Stratigraphie des Jungtertiärs in Nordwestdeutschland. Jahrb. Hamburg. Wiss. Anst. 36, 1918, 32 S. M. 2 Prof. u. 1 Karte.
794. v. Koenen, Das Miocän Nord-Deutschlands und seine Mollusken-Fauna I. Schr. Ges. Beförd. ges. Natw. Marburg 10, 3. Abh., S. 137—262, Cassel 1872. M. 3 Taf.
795. —, Das norddeutsche Miocän und seine Molluskenfauna II. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 2, Stuttgart 1882, S. 223—362. M. 3 Taf.
796. —, Comparaison des couches de l'oligocène supérieur et du miocène de l'Allemagne septemtrionale, Liége 1885. Ann. Soc. géol. Belge, XII. Mém. 1885, S. 194—206.

797. v. Koenen, Über das norddeutsche und belgische Oberoligocän und Miocän. N. Jahrb. f. Min. usw. 1886, I., S. 81—84.
798. —, Das Tertiärgebirge des nordwestlichen Deutschlands. 2. Jahresber. Niedersächs. geol. V. Hannover 1909, S. 80—96.
799. W. Koert, Zwei neue Aufschlüsse von marinem Oberoligocän im nördlichen Hannover. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1900, S. 187—199.
800. —, Geologische und paläontologische Mitteilungen über die Gasbohrung von Neuengamme. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, I., S. 162—182. M. 1 Taf.
801. R. Michael, Über das Alter der in den Tiefbohrungen von Lorenzdorf in Schlesien und Przeciszow in Galizien aufgeschlossenen Tertiärschichten. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 207—218.
802. —, Die geologischen Verhältnisse des oberschlesischen Industriebezirkes 1913, Bd. II. Festschr. z. XII. Allg. Bergmannstage, Breslau 1913. Handbuch d. Oberschles. Industriebezirke, S. 14—61.
803. —, Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1913, I., S. 341—382. M. 2 Karten u. 3 Prof.
804. P. Oppenheim, Über das marine Miocän im Nordseebecken. Centralbl. f. Min. usw. 1916, S. 396—408.
805. J. P. J. Ravn, Molluskfaunaen i Jyllands Tertiärafleyrniger. Vid. Skr. 7 R, Bd. 3, No. 2, 1907.
806. —, Om nogle ny Findesteder for Tertiärversteninger. Dansk. geol. Foren. No. 15, 1909, S. 331.
807. A. Steuer, Tertiärformation. Handwörterbuch der Naturwissenschaften IX, Jena 1913, S. 1077—1097.
808. A. Täuber, Lage und Beziehungen einiger tertiären Vulkangebiete Mitteleuropas zu gleichzeitigen Meeren oder großen Seen. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 36, Berlin 1913, S. 413—440.
809. C. M. Wiechmann, Bemerkungen über einige norddeutsche Tertiär-Mollusken. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbg. 21, Neubrandenburg 1868, S. 141—151.

b) Bayern, Württemberg, Baden.
(Nach neuerer Auffassung teilweise untermiocän.)

810. v. Ammon, Fauna der brackischen Tertiärschichten in Niederbayern. Geognost. Jahresh. 1888.
811. K. C. Berz, Petrographisch-stratigraphische Studien im oberschwäbischen Molassegebiet. Jahresh. V. vaterl. Natk. Württemberg 71, 1915, S. 276—343. M. 2 Taf.
812. W. Deecke, Faciesstudien über europäische Sedimente. Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br., XX, Naumburg 1913, 40 S.
813. —, Über Meerestransgressionen und daran sich anknüpfende Fragen. Z. d. D. Geol. Ges. 68, 1916, S. 360—391.
814. —, Geologie von Baden, II, Berlin 1917.
815. K. Deninger, Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna der Tertiär-Bildungen von Reit im Winkel und Reichenhall. Geogr. Jahresh. 14, 1901, S. 221—246. M. 2 Taf.
816. W. O. Dietrich u. F. Kautsky, Die Altersbeziehungen der schwäbischen und schweizerischen oberen Meeresmolasse und des Tertiärs am Südrande der Schwäbischen Alb. Centrbl. f. Min. usw. 1920, S. 243—253.
817. J. G. Egger, Die Foraminiferen der Miocänschichten bei Ortenburg in Nieder-Bayern. Jahrb. f. Min. usw. 1857, S. 266—311. M. 11 Taf.
818. —, Die Ostracoden der Miocän-Schichten bei Ortenburg in Nieder-Bayern. Jahrb. f. Min. usw. 1858, S. 403—443. M. 6 Taf.

819. Th. Engel, Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 3. Aufl., 1908, S. 507 ff. Hier weitere Literatur.
820. E. Fraas, Die geologischen Verhältnisse des Oberamts Ulm. Oberamtsbeschr. Ulm 1897.
821. —, Bericht über die Exkursionen in die Umgebung von Ulm. Ber. oberrhein. geol. V. 41, 1908, S. 13—30. M. 7 Textfig.
822. —, Die Tertiärbildungen der Ulmer Alb. Jahresh. vaterl. Natk. Württemberg 67, 1911, S. LXXV.
823. —, Die Tertiärbildungen am Albrand in der Ulmer Gegend. Jahresh. vaterl. Natk. Württemberg 67, 1911, S. 535—548.
824. —, Neues Tertiärvorkommen bei Temmenhausen, O. A. Blaubeuren. Jahresh. vaterl. Natk. Württemberg 68, 1912, S. 155.
825. H. Glück, Eine neue gesteinsbildende Siphonee (Cordiacee) aus dem marinen Tertiär von Süddeutschland. Mitt. Großhzgl. Bad. Geol. Landesanst. VII, Heidelberg 1914, S. 1—24. M. 4 Taf.
826. C. W. v. Gümbel, Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Ingolstadt (No. XV), Cassel 1889, S. 21 ff.
827. —, Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Nördlingen (No. XVI), Cassel 1889, S. 32 ff.
828. —, Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb, Kassel 1891, S. 150.
829. —, Geologie von Bayern, II., Cassel 1894, S. 270, 274, 283, 315, 323, 326, 333, 341, 342, 345, 369, 374, 593.
830. G. Gutmann, Gliederung der Molasse und Tektonik des östlichen Hegaus. Mitt. bad. Geol. Landesanst. VI, 1910, S. 469—514.
831. O. Heer, Die Urwelt der Schweiz. 2. Ausgabe. Zürich 1883, S. 302.
832. A. Heim, Geologie der Schweiz. I. Leipzig 1919, 704 S. M. 126 Textfig. u. 31 Taf.
833. S. M. Knupfer, Molasse und Tektonik des südöstlichen Teiles des Blattes Stockach der topographischen Karte des Großhzgt. Baden. Diss. Freiburg 1912.
834. E. Kraus, Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau. Geogn. Jahresh. 28, 1915, S. 110 ff. M. 1 Karte.
835. J. Leuze, Über Meeresmollusken auf der Hohenzollernalb. Württbg. Jahresh. 68, 1912, S. CXXIV.
836. E. Lienenklaus, Die Ostrakoden aus dem Miocän von Ortenburg in Niederbaiern. Kollektion Egger. Sitzungsber. bair. Akad. Wiss. 26, 1896, S. 183—207.
836a. H. Lutzeier, Beiträge zur Kenntnis der Meeresmolasse in der Ulmer Gegend. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 46, Stuttgart 1921, S. 117—180.
837. A. Moos, Neue Aufschlüsse in den brackischen Tertiärschichten von Grimmelfingen bei Ulm. Jahresh. Ver. vaterl. Natk. Württemberg 51, 1915, S. 270—275.
838. C. Regelmann, Gibt es einen Abbruch der Juratafel am Donautalrand bei Ulm? Ber. Vers. Oberrhein. geol. V. 41, Vers. z. Ulm 21. IV. 1908, Karlsruhe 1909, S. 39—51.
839. O. Reis, Die Korallen der Reiter Schichten. 1889. M. 4 Taf.
840. F. Rühl, Beiträge zur Kenntnis der tertiären und quartären Ablagerungen in Bayrisch-Schwaben. 32. Ber. Nathist. V. f. Schwaben und Neuburg, Augsburg 1896, S. 327—490.
841. F. Schalch, Über ein neues Vorkommen von Meeres- und Brackwassermolasse (Kirchberger Schichten) bei Anselfingen unweit Engen im Hegau. Mitt. Bad. Geol. Landesanst. III, 1899, S. 191—224.
842. —, Bemerkungen über die Molasse der badischen Halbinsel und des Überlinger Seegebietes. Mitt. Bad. geol. Landesanst. IV, 1901, S. 254—318.
843. W. Schmidle, Zur Kenntnis der Molasse und der Tektonik am nordwestlichen Bodensee. Z. d. D. Geol. Ges. 63, 1911, S. 522—551.
844. —, Über Geröll in der marinen Molasse bei Überlingen. Mitt. Bad. geol. Landesanst. VII, 1912, S. 25—54. M. 3 Textfig.

845. A. Steuer, Tertiärformation. Handwörterbuch der Naturwissenschaften IX, Jena 1913, S. 1077—1097.
846. Ew. Schütze, Die Meeresmolasse in Oberschwaben. Jahresh. V. vaterl. Natk. Württembg. 1903, V—LVII.
847. —, Nerita constellata Münst., eine Schnecke der schwäbischen Meeresmolasse. Centrbl. f. Min. 1905, S. 720—727.
848. —, Die Fauna der schwäbischen Meeresmolasse. I. Spongien und Echinodermen. Jahresh. Ver. vaterl. Natk. Württembg., Stuttgart 1904.
849. —, Einige bohrende und schmarotzende Fossilien der schwäbischen Meeresmolasse. Ber. 39. Vers. Oberrhein. geol. V. zu Wörth 1906, 3 S.
850. —, Die bohrenden und schmarotzenden Fossilien der schwäbischen Meeresmolasse. Jahresh. V. vaterl. Natk. Württembg. 1907, LXXXI—LXXXIV.
851. J. Stitzenberger, Fossilienlager in der Molasse nächst des Kontaktes mit dem weißen Jura bei Stockach. Eclog. geol. Helvetiae 9, 1906, S. 396—398.
852. Th. Würtenberger, Der Überlinger Sandstein, bisher für »Untere Süßwassermolasse« gehalten, ist eine Meeresbildung. Ber. Oberrh. Geol. Ver., 33. Vers. Donaueschingen 1900, S. 35—37.

Marines Mittelmiocän.

a) Dänemark, Nordwestdeutschland, Niederlande.

853. W. v. Dechen, Geologische und palaeontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. II. Bonn 1884, S. 694 ff.
854. G. Fliegel, Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im Niederrheinischen Tiefland. Z. d. D. Geol. Ges. 63, 1911, M.-B. S. 509—529. M. 1 Textfig.
855. C. Gagel, Über einige neue Spatangiden aus dem norddeutschen Miocän. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1902, S. 525—543. M. 2 Taf.
856. —, Über eocäne und paleocäne Ablagerungen in Holstein. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1906, S. 48—62.
857. —, Über das Vorkommen von Schichten mit Inoceramus labiatus usw. Centrbl. f. Min. usw. 1906, S. 275—281.
858. E. Geinitz, Die Flötzformationen Mecklenburgs. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklenbg. 37, 1883, S. 1—151. M. 6 Taf.
859. C. Gottsche, Über das Miocän von Reinbek und seine Molluskenfauna. Verh. V. natw. Unterh. Hamburg 3, Hamburg 1876.
860 —, Die Sedimentär-Geschiebe der Provinz Schleswig-Holstein. Yokohama 1883, 73 S. M. 2 Karten u. einem Anhang. (Erweiterter Neudruck: Kiel 1915.)
861. —, Die Mollusken-Fauna des Holsteiner Gesteins. Festschr. z. 50jähr. Bestehen d. natw. V. z. Hamburg, X. Abh. a. d. Gebiet d. Natw. 1887.
862. —, Kreide und Tertiär bei Hemmoor in Hannover. Jahrb. Hamburg. Wiss. Anst. VI, 1888, II, S. 141—152.
863. —, Der Untergrund Hamburgs. Hamburg in naturwisenschaftlicher und medizinischer Bedeutung. Hamburg 1901, S. 14—19. M. 2 Textfig.
864. K. Gripp, Über das marine Altmiocän im Nordseebecken. N. Jahrb. f. Min. usw., Beilage-Bd. 41, Stuttgart 1915, S. 1—59. M. 2 Taf.
865. —, Steigt das Salz zu Lüneburg, Langenfelde und Segeberg episodisch oder kontinuierlich? 13. Jahresber. Niedersächs. geol. V., Hannover 1920, S. 1—41.
866. E. Haarmann, Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1909, I, S. 1—58. M. 5 Taf.
867. G. Hasse, Sables noirs dits miocènes boldériens. Bull. soc. belge Géol. 24, 1910, S. 402—404.
868. A. Hosius, Beiträge zur Kenntnis der Foraminiferen-Fauna des Miocäns. I. Verh. nathist. V. Rheinl. u. Westf. 49, Bonn 1892, S. 148—197. M. 2 Taf., II. ebenda 50, 1893, S. 93—141. M. 1 Taf.

869. A. Jordan, Die Fauna der miocänen Tone von Hassendorf. Abh. Natw. V. Bremen, XV, 1901, S. 224.
870. —, Die organischen Reste in den Bohrproben von der Tiefbohrung auf dem Schlachthofe. Ebenda, XVII, 1903, S. 523.
872. F. Kautsky, Das Miocän von Hemmoor und Basbeck-Osten. Abh. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 94. Berlin 1922.
873. E. Koch u. K. Gripp, Zur Stratigraphie des Jungtertiärs in Nordwestdeutschland. Jahrb. Hamb. Wiss. Anst. 36, 1918, 32 S. M. 2 Prof. u. 1 Karte.
874. E. Koch, K. Gripp u. A. Franke, Die staatlichen Tiefbohrungen XIV, XV, XVI, XVII in den Vierlanden bei Hamburg. Jahresber. Hamb. Wiss. Anst. 29, 1911, 33 S. M. 1 Profiltaf. u. 8 Textfig.
875. F. E. Koch, Die anstehenden Formationen der Gegend von Dömitz, ein Beitrag zur Geognosie Mecklenburgs und der norddeutschen Tief-Ebene überhaupt. Z. d. D. Geol. Ges. 8, 1856, S. 249—278. M. 1 Taf.
876. v. Koenen, Über das norddeutsche Miocän. Sitzber. Ges. z. Beförd. d. gesamt. Natw., Marburg 1871, S. 49—51.
877. —, Das Miocän Nord-Deutschlands und seine Mollusken-Fauna. I. Schr. Ges. Beförd. ges. Natw. Marburg, 10, 3. Abh., S. 137—262, Cassel 1872. M. 3 Taf.
878. —, Das norddeutsche Miocän und seine Molluskenfauna. II. N. Jahrb. f. Min. usw., Beilage-Bd. 2, Stuttgart 1882, S. 223—326. M. 3 Taf.
879. —, Comparaison des couches de l'oligocène supérieur et du miocène de l'Allemagne septemtrionale. Liége 1885. Ann. Soc. géol. Belge XII, Mém. 1885, S. 194—206.
880. —, Über das norddeutsche und belgische Ober-Oligocän und Miocän. N. Jahrb. f. Min. usw. 1886, I, S. 81—84.
881. —, Das Tertiärgebirge des nordwestlichen Deutschlands. 2. Jahresber. Niedersächs. geol. V. Hannover 1909, S. 80—96.
882. W. Koert, Bericht über die Aufnahmearbeiten auf Blatt Artlenburg. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1898, S. CXLIII—CXLIX.
883. —, Über ein Geschiebe von mittelmiocänem Reinbeker Gestein. Z. d. D. Geol. Ges. 51, 1899, S. 41.
884. W. N. Kuiper, Oligocäne und miocäne Ostracoden aus den Niederlanden. Diss. Groningen 1918, 91 S. M. 3 Taf.
885. W. Landgraeber, Die geologischen und tektonischen Verhältnisse im niederrheinischen Kalirevier auf Grund neuerer Aufschlüsse. Kali, 12, 1918, S. 49—58. M. 1 Taf.
886. F. Lehmann, Die Lamellibranchiaten des Miocäns von Dingden. Verh. Nathist. V. Rheinl. u. Westf. 49, Bonn 1892, S. 198—242 u. 50, 1893, S. 273—294. M. 2 Taf.
887. K. Martin, Niederländische und nordwestdeutsche Sedimentärgeschiebe. Leiden 1878, S. 36 ff.
888. Molengraaff u. Van Waterschoot van der Gracht, Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie I, 3, Heidelberg 1913.
889. M. Mourlon, Géologie de la Belgique I. u. II. Bruxelles 1880 u. 1881.
890. E. M. Nörregaard, Mellem-miocaene Blokke from Esbjerg. Medd. Dansk. geol. Foren. 5, No. 1, Kjoebenhavn 1916, 52 S. M. 3 Taf.
891. —, Mellem-Miocaenet i Danmark. Forh. ved. 16. skand. naturforsk 1916, S. 429—432.
892. Oehmke, Der Bockuper Sandstein und seine Molluskenfauna. Arch. V. Fr. Natg. Mecklbg. 41 (1887), Güstrow 1887, S. 1—34.
893. P. Oppenheim, Über das marine Miocän im Nordseebecken. Centrbl. f. Min. usw. 1916, S. 396—408.
894. J. P. J. Ravn, Molluskenfaunaen i Jyllands Tertiäraflejrniger. Vid. Skr., 7 R., Bd. 3, No. 2, 1907.
895. —, Om nogle ny Findesteder for Tertiaerforsteninger. Dansk Geol. Foren. No. 15, 1909, S. 331.

896. J. F. Steenhuis, De geologische wordingsgeschiedenis en gesteldheid van Schouwen en Duiveland usw. Haag 1917, 7 S. M. 1 Karte.
897. H. Stille, Der Untergrund der Lüneburger Heide und die Verteilung ihrer Salzvorkommen. 4. Jahresber. Niedersächs. geol. V. Hannover 1911, S. 270.
898. O. Tietze, Zur Geologie des mittleren Emsgebietes. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1912, II., S. 108—200. M. 4 Taf. u. 11 Textfig.
899. N. V. Ussing, Dänemark. Handbuch der Regionalen Geologie I, 2. Heidelberg 1910.
900. R. M. Weingärtner, Zur Kenntnis des Oligocäns und Miocäns am Niederrhein. Z. d. D. Geol. Ges. 64, 1912, M.-B. S. 203—207.
901. —, Beiträge zur Geologie des Großherzogtums Oldenburg. I. Das Tertiärvorkommen im nördlichen Teile der Dammer Berge und seine diluviale Bedeckung. Z. d. D. Geol. Ges. 70, 1918, M.-B. S. 37—61. M. 3 Textfig.
902. W. Wolff, Der geologische Bau der Bremer Gegend. Abh. Natw. V. Bremen XIX, 1907, S. 207—216.
903. —, Der Untergrund von Bremen. Z. d. D. Geol. Ges. 61, 1909, M.-B. S. 348—365.
904. —, Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Hamburg, Wedel, Apenrade, Helgoland. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1910, II, S. 500—504.
905. —, Eine merkwürdige Miocänfauna von Ibbenbüren. Z. d. D. Geol. Ges. 62, 1910, M.-B. S. 202—204.
906. —, Die Entstehung der Nord- und Ostsee. Freies Bildungswesen der Stadt Altona. Jahrg. 1920, No. 12/13, S. 93—108.
907. W. Wunstorf u. G. Fliegel, Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 67, Berlin 1910.
908. O. Zeise, Geologisches vom Kaiser-Wilhem-Kanal. Jahresb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1902, S. 153—200.

b) Oberschlesien.

909. E. Althans, Schwefel in den Gyps- und Kalksteinschichten bei Pschow und Kokosehütz. 57. Jahresber. Schles. Ges. Vaterl. Cultur 1879, S. 175.
910. —, Schwefel bei Kokosehütz. Ebenda 1880, S. 134.
911. P. Assmann, Über das Alter der oberschlesischen Brauneisenerze und Eisenerzbegleiter. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1914, I., S. 316—326. M. 4 Textfig.
912. E. Beyrich, Über mitteltertiäre Reste von Miechowitz bei Beuthen. Z. d. D. Geol. Ges. 2, 1850, S. 8.
913. v. Carnall, Tertiäre Petrefakten und Chlorblei von Beuthen. Z. d. D. Geol. Ges. 7, 1855, S. 298.
914. F. Friedensburg, Das Braunkohlen führende Tertiär des Sudetenvorlandes usw. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1914, I., S. 203.
915. Gürich, Marines Mioeän bei Beuthen. 64. Jahresber. Schles. Ges. vaterl. Cultur im Jahre 1886, Breslau 1887.
916. —, Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte von Schlesien, Breslau 1890.
917. —, Der geologische Aufbau des schlesischen Gebirges mit besonderer Berücksichtigung der Steinkohlenformation. Mitt. a. d. Markscheidewesen, N. F., Heft 8. Nach einem Vortrag gehalten auf der VI. Hauptvers. d. Deutschen Markscheider in Breslau 1905. M. 1 Kartenskizze u. 5 Prof.
918. K. Keilhack u. G. Berg, Die Braunkohlen Schlesiens. In: G. Klein, Handbuch für den deutschen Braunkohlenbergbau, II. Aufl., Halle 1915, S. 216—225.
919. O. v. Linstow, Die Mineralquellen von Westrußland und Galizien. Denkschrift über die Möglichkeit, im besetzten Gebiet auf Salzlager fündig zu werden. Kowno 1918, 59 S. M. 4 Karten.

920. R. Michael, Über das Alter der subsudetischen Braunkohlen-Formation. Z. d. D. Geol. Ges. 57, 1905, M.-B. S. 224—226.
921. —, Über die Altersfrage der oberschlesischen Tertiär-Ablagerungen. Z. d. D. Geol. Ges. 59, 1907, M.-B. S. 23—28.
922. —, Über das Alter der in den Tiefbohrungen von Lorenzdorf in Schlesien und Przeciszow in Galizien aufgeschlossenen Tertiärschichten. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 207—218.
923. —, Die geologischen Verhältnisse des oberschlesischen Industriebezirkes. Bd. II. d. Festschr. z. XII. Allg. Deutschen Bergmannstage, Breslau 1913. Handbuch d. oberschles. Industriebezirke, S. 14—61.
924. —, Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1913, I., S. 341—382. M. 2 Karten u. 2 Prof.
925. J. Oppenheim, Über das Miocän in Oberschlesien. Z. d. D. Geol. Ges. 59, 1907, M.-B. S. 43—54.
926. A. Quaas, Über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung Lorenzdorf usw. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1906, S. 189—198.
927. W. Quitzow, Die Fauna des marinen Miocäns von Alt-Gleiwitz. — Ein Beitrag zur Altersfrage des oberschlesischen Tertiärs. Jahrb. Pr. Geol. Landesanst. f. 1920, II, S. 1—51. M. 1 Taf.
928. A. Reuss, Ein Beitrag zur Palaeontologie der Tertiärschichten Oberschlesiens. Z. d. D. Geol. Ges. 3, 1851, S. 149—184. M. 2 Taf.
929. V. Steeger, Die schwefelführenden Schichten von Kokoschütz und die in ihnen auftretende Tertiärflora. (Breslauer Inaug.-Diss. 1883, 30 S.). Abh. Natf. Ges. Görlitz 16, 1884, S. 26—40.

Marines Obermiocän.

930. Beyrich, Vorlage von tertiären Versteinerungen der Insel Sylt. Z. d. D. Geol. Ges. 2, 1850, S. 70.
931. P. Friedrich, Über neue Bohrungen in der Umgegend von Oldesloe in Holstein. Mitt. Geogr. Ges. u. d. Nathist. Museums in Lübeck 22. Lübeck 1908, S. 97—120. M. 2 Taf.
932. C. Gagel, Über die Lagerungsverhältnisse des Miocäns am Morsumkliff auf Sylt. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1905, S. 246—253. M. 2 Textfig. u. 3 Taf.
933. —, Briefliche Mitteilung betreffend die Lagerungsverhältnisse des Miocäns am Morsumkliff auf Sylt. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1905, S. 270—271.
934. —, Über das Vorkommen von Schichten mit *Inoceramus labiatus* usw. Centrbl. f. Min. usw. 1906, S. 275—284.
935. —, Über eocäne und paleocäne Ablagerungen in Holstein. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1906, S. 48—62.
936. E. Geinitz, Geologie von Mecklenburg-Strelitz. Mitt. a. d. Großhzgl. Mecklbg. Geol. Landesanst. XXVIII, Rostock 1915, S. 28.
937. C. Gottsche, Der Untergrund Hamburgs. Hamburg in naturwissenschaftlicher und medizinischer Bedeutung. Hamburg 1901, S. 14—29. M. 2 Textfig.
938. K. Gripp, Über das marine Altmiocän im Nordseebecken. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 41, Stuttgart 1915, S. 1—59. M. 2 Taf.
939. E. Koch, Der Untergrund der rechtselbischen Marsch oberhalb Hamburg. Jahrb. Hamb. Wiss. Anst. 30, 1912, 6. Beiheft, Hamburg 1913, S. 53—81. M. 1 Karte.
940. — und K. Gripp, Zur Stratigraphie des Jungtertiärs in Nordwestdeutschland. Jahrb. Hamb. Wiss. Anst. 36, 1918, 32 S. M. 2 Prof. u. 1 Karte.
941. F. E. Koch, Die anstehenden Formationen der Gegend von Dömitz, ein Beitrag zur Geognosie Mecklenburgs und der norddeutschen Tief-Ebene überhaupt. Z. d. D. Geol. Ges. 8, 1856, S. 249—278. M. 1 Taf.

942. v. Koenen, Das Miocän Nord-Deutschlands und seine Mollusken-Fauna. I. Schr. Ges. Beförd. ges. Natw. Marburg 10, 3. Abh., S. 137—262, Cassel 1872. M. 3 Taf.

943. —, Das norddeutsche Miocän und seine Molluskenfauna. II. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 11, Stuttgart 1882, S. 223—326. M. 3 Taf.

944. —, Comparaison des couches de l'oligocène supérieur et du miocène de l'Allemagne septemtrionale. Liége 1885, Ann. Soc. géol. Belgc. XII, Mém. 1885, S. 194—206.

945. —, Über das norddeutsche und belgische Ober-Oligocän und Miocän. N. Jahrb. f. Min. usw. 1886, 1, S. 81—84.

946. —, Das Tertiärgebirge des nordwestlichen Deutschlands. 2. Jahresber. Niedersächs. geol. V., Hannover 1909, S. 80—96.

947. A. Metzmacher, Die Fauna des miocänen Glimmerthons von Kummer, Hohenwoos und Bokup. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbg. 57, 1903, S. 66—181.

948. —, Zur Fauna des Mecklenburgischen miocänen Glimmertons. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbg. 71, 1917, S. 95—97.

949. L. Meyn, Geognostische Beschreibung der Insel Sylt und ihrer Umgebung. Abh. Geol. Spezialk. Preußen usw. I, 4, Berlin 1876, 155 S. M. 1 Lithograph., 2 Taf. u. 1 Holzschn.

950. R. Michael, Der geologische Aufbau Kongreß-Polens. Handbuch von Polen. Beiträge zu einer allgemeinen Landeskunde. II. Aufl., Berlin 1918, S. 29—76. M. 2 Karten u. 3 Textfig.

951. Molengraaff u. Van Waterschoot van der Gracht, Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie. I, 3, Heidelberg 1913.

952. P. Oppenheim, Über ein Geschiebe (?) von Schlagenthin in der Neumark. Z. d. D. Geol. Ges. 71, 1919, M.-B. S. 44—46.

953. F. von Pávai-Vajna, Über sarmatischen Dacittuff in der Umgebung von Nagyenyed usw. Centrbl. f. Min. usw. 1913, S. 161—172 u. 209—215. M. 3 Textfig.

954. J. P. J. Ravn, Molluskenfaunaen i Jyllands Tertiäraflejrniger. Vid. Skr., 7. R., Bd. 3, No. 2, 1907.

955. G. Schmitz et X. Stainier, Découverte en Campine de l'oligocène supérieur marin. La question de l'âge du Boldérien de Dumont, 1909.

956. H. Steinvorth, Zur wissenschaftlichen Bodenkunde des Fürstenthums Lüneburg. Programm des Johanneums, 1864, 35 S. M. 1 Karte.

957. A. Steuer, Tertiärformation. Handbuch der Naturwissenschaften, IX, Jena 1913, S. 1077—1097.

958. J. Stoller, Geologische Verhältnisse und erdgeschichtliche Entwicklung der Lüneburger Heide. Lüneburger Heimatbuch, I, Bremen 1914, S. 32—34.

959. E. Stolley, Zur Geologie der Insel Sylt, II. u. III. Arch. Anthrop. u. Geol. Schleswig-Holsteins, IV, 1901—03.

960. —, Quartär und Tertiär auf Sylt. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 22, Stuttgart 1906, S. 139—182. M. 3 Taf.

961. —, Nochmals das Quartär und Tertiär auf Sylt. N. Jahrb. f. Min. usw. 1912, I, S. 157—183. M. 2 Taf.

962. R. Stuck, Neue Beobachtungspunkte tertiärer und fossilführender diluvialer Schichten in Schleswig-Holstein und Lauenburg. Mitt. Geogr. Ges. u. d. Nathist. Mus. Lübeck 22, Lübeck 1907, S. 49—96.

963. A. Täuber, Lage und Beziehungen einiger tertiären Vulkangebiete Mitteleuropas zu gleichzeitigen Meeren oder großen Seen. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 36, Berlin 1913, S. 413—440.

964. N. V. Ussing, Dänemark. Handbuch der Regionalen Geologie I, 2, Heidelberg 1910.

965. E. Van den Broek, Note sur un nouveau gisement de la *Terebratula grandis* avec une carte de l'extention primitive des dépôts pliocènes marins en Belgique. Mém. Soc. belge de Géologie, I. Année, 1887, Bruxelles.
966. Van Waterschoot van der Gracht, The deeper Geology of the Netherlands usw. 1909.
967. W. Wolff, Der geologische Bau der Bremer Gegend. Abh. Natw. V. Bremen, XIX, 1907. S. 207—216.
968. —, Geologische Beobachtungen auf Sylt nach der Dezemberflut 1909. Z. d. D. Geol. Ges. 62, 1910, M.-B. S. 40—61. M. 4 Textfig.
969. —, Eine merkwürdige Miocänfauna von Ibbenbüren. Z. d. D. Geol. Ges. 62, 1910, M.-B. S. 202—204.
970. —, Über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Pinneberg und Schleswig. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1912, II, S. 502—506.
971. —, Die Entstehung der Insel Sylt. II. Aufl., Hamburg 1920, 48 S. M. 11 Abb.
972. O. Zeise, Geologisches vom Kaiser-Wilhelm-Kanal. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1902, S. 153—200.

Marines Unterpliocän.

973. Th. Arldt, Handbuch der Palaeogeographie. Leipzig 1919, S. 421—423.
974. W. Deecke, Geologie von Baden II. Berlin 1917, S. 522 u. 498.
975. C. Gagel, Über die Lagerungsverhältnisse des Miocäns am Morsumkliff auf Sylt. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1905, S. 246—253. M. 2 Textfig. u. 3 Taf.
976. —, Über das Alter des Limonitsandsteins auf Sylt. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1910, II, S. 430—434. M. 1 Textfig.
977. —, Die Braunkohlenformation in der Provinz Schleswig-Holstein. Aus: G. Klein, Handbuch für den Deutschen Braunkohlenbergbau. II. Aufl., Halle 1915, S. 188 ff.
978. J. Gosselet, L. Dolle et P. Pruvost, Le Diestien dans les pays de Lisques. Ann. Soc. géol. du Nord. 39, 1910, S. 166.
979. C. Gottsche, Über das Alter des Limonitsandsteins auf Sylt. Z. d. D. Geol. Ges. 37, 1885, S. 1035—1036.
980. K. Gripp, Über das marine Altmiocän im Nordseebecken. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 41, Stuttgart 1915, S. 1—59. M. 2 Taf.
981. P. Keßler, Geologische Beobachtungen im Reichslande. I. Tertiäre Terrassen am Vogesenrand und ihre Bedeutung für die Geschichte des Rheintals. Z. d. D. Geol. Ges. 71, 1919, S. 152—163.
982. E. Koch u. K. Gripp, Zur Stratigraphie des Jungtertiärs in Nordwestdeutschland. Jahrb. Hamb. Wiss. Anst. 36, 1918, 32 S. M. 2 Prof. u. 1 Karte.
983. v. Koenen, Note sur quelques fossiles du Pliocène d'Anvers. Ann. Soc. géol. Belge. 38, 1910/11, S. 177—178.
984. P. Lemoine, Géologie du Bassin de Paris. Paris 1911, S. 305.
985. C. Mordziol, Gibt es echtes Miocän im Mainzer Becken? Centrbl. f. Min. usw. 1911, S. 35—42.
986. M. Mourlon, Géologie de la Belgique. I. u. II. Bruxelles 1880 u. 1881.
987. A. Rothpletz, Frankreichs geologische Geschichte. Monatsh. Natw. Unterr. aller Schulgattungen VIII, Leipzig u. Berlin 1915, S. 1—15. M. 4 Abb.
988. O. Semper, Paläontologische Untersuchungen I. Neubrandenburg 1861.
989. A. Steuer, Tertiärformation. Handwörterbuch der Naturwissenschaften, IX, Jena 1913, S. 1077—1097.
990. E. Stolley, Zur Geschichte der Insel Sylt. II. u. III. Arch. Anthropol. u. Geol. Schleswig-Holsteins, IV, 1901—03.

991. E. Stolley, Quartär und Tertiär auf Sylt. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 22, Stuttgart 1906, S. 139—182. M. 3 Taf.
992. —, Nochmals das Quartär und Tertiär auf Sylt. Jahrb. f. Min. usw. 1912, I, S. 152—183. M. 2 Taf.
993. P. Tesch, Beiträge zur Kenntnis der marinen Mollusken im westeuropäischen Pliocän. S'Gravenhage 1912, 96 S. M. 1 Karte.
994. E. E. Van den Broek, Sables diestien et sur les dépôts du Bolderberg, 1881.
995. —, Diestien, casterlien et scaldisien. Bruxelles 1882.
996. —, Contributions à l'étude des sables Diestiens, 1885.
997. —, Note sur un nouveau gisement de la *Terebratula grandis* avec carte de l'extension primitive des dépôts pliocènes marins en Belgique. Mém. Soc. belge de Géologie. I. Année, 1887, Bruxelles.
998. O. Van Ertborn, Système pliocène en Belgique, 1903.
999. G. Vincent et A. Rutot, Absence du système Diestien aux environs de Bruxelles, 1878.
1000. W. Wolff, Geologische Beobachtungen auf Sylt nach der Dezemberflut 1909. Z. d. D. Geol. Ges. 62, 1910, M.-B. S. 40—61. M. 4 Textfig.
1001. —, Die Entstehung der Insel Sylt, II. Aufl., Hamburg 1920, 48 S. M. 11 Abb.

Marines Mittelpliocän.

1002. G. Dewalque, Dépôt scaldisien des environs d'Herenthals et sur quelques localités pliocènes de la rive gauche d'Escaut. 1876.
1003. G. Fliegel, Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im Niederrheinischen Tieflande. Z. d. D. Geol. Ges. 63, 1911, M.-B. S. 509—529. M. 1 Textfig.
1004. —, Neue Beiträge zur Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Stück I u. II. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1912, II., S. 418—452. M. 1 Taf.
1005. —, Geologisch-agronomische Karte der Gegend westlich von Cleve nebst Erläuterungen. Berlin 1914, S. 4.
1006. Molengraaff u. Van Waterschoot van der Gracht, Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie I, 3, Heidelberg 1913.
1007. H. Nyst, Conchyliologie des terrains tertiaires de la Belgique 1 partie (seule parue). Terrain pliocène scaldisien. Av. atlas de 28 pl., Bruxelles 1878/81.
1008. P. Oppenheim, Über das marine Pliocän der Bohrung von Nütterden bei Cleve. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1915, II., S. 421—431.
1009. H. Pjeturss, Island. Handbuch der regionalen Geologie IV, 1, Heidelberg 1910, 22 S. M. 13 Textfig.
1010. J. F. Steenhuis, De geologische wordingsgeschiedenis en gesteldheid van Schouwen en Duiveland usw. Haag 1917, 7 S. M. 1 Karte.
1011. —, De geologische bouw en geschiedenis van den ondergrond van het eiland Walcheren. Beilage II von Rapp, Centrale Drinkwatervoorziening usw. Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening, 1919, 68 S. M. 2 Karten u. 1 Bl. Prof.
1012. A. Steuer, Tertiärformation. Handbuch der Naturwissenschaften IX, Jena 1913, S. 1077—1097.
1013. P. Tesch, Over een voorkommen van midden-plioeene lagen aan de oppervlakte in Zeuwsch-Vlaanderen. Tidschr. Kon. Ned. Aarschr. Gen. 28, 1911, S. 95—99.
1014. —, Beiträge zur Kenntnis der marinen Mollusken im westeuropäischen Pliocänbecken. S'Gravenhage 1912, 96 S. M. 1 Karte.
1015. O. Van Ertborn, Système pliocène en Belgique. 1903.

Marines Oberpliocän.

1016. Th. Arldt, Handbuch der Palaeogeographie. Leipzig 1919, S. 421—423.

1017. A. Briquet, Sédiments pauvres d'âge pliocène supérieur en Artois. Ann. Soc. Géol. du Nord 39, 1910, S. 172.
1018. G. Fliegel, Neue Beiträge zur Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1912, II., S. 432 u. 433.
1019. P. Kessler, Geologische Beobachtungen im Reichslande. I. Tertiäre Terrassen am Vogesenrand und ihre Bedeutung für die Geschichte des Rheintals. Z. d. D. Geol. Ges. 71, 1919, S. 152—163.
1020. Molengraaff u. Van Waterschoot van der Gracht, Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie I, 3, Heidelberg 1913.
1021. H. Pjetursson, The crag of Iceland — an intercalation in the Basalt-Formation. Quat. Journ. 62, 1906, S. 712—715.
1022. J. F. Steenhuis, De geologische wordingsgeschiedenis en gesteldheid van Schouwen en Duiveland usw. Haag 1917, 7 S. M. 1 Karte.
1023. —, De geologische bouw en geschiedenis van den ondergrond van het eiland Walcheren. Beilage II von Rapp, Centrale Drinkwatervoorziening usw. Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening, 1919, 68 S. M. 2 Karten u. 1 Bl. Prof.
1024. A. Steuer, Tertiärformation. Handwörterbuch der Naturwissenschaften IX, Jena 1913, S. 1077—1097.
1025. P. Tesch, Beiträge zur Kenntnis der marinen Mollusken im westeuropäischen Pliocän. S'Gravenhage 1912, 96 S. M. 1 Karte.
1026. E. Van den Broek, Diestien, casterlien et scaldisien. Bruxelles 1882.
1027. —, Note sur un nouveau gisement de la Terebratula grandis avec carte de l'extension primitive des dépôts pliocènes marins en Belgique. Mém. Soc. belge de Géologie I, Année 1887, Bruxelles.
1028. O. Van Ertborn, Système pliocène en Belgique. 1903.

Marines Diluvium.

1029. Th. Arldt, Handbuch der Palaeogeographie. Leipzig 1919, S. 423—425.
1030. G. Berendt, Marine-Diluvialfauna in Westpreußen. Schr. phys. ökon. Ges. VI, 1865, S. 203—209. M. 1 Taf. Auszug in Z. d. D. Geol. Ges. 18, 1866, S. 174—176.
1031. —, Nachtrag zur marinen Diluvial-Fauna in Westpreußen. Ebenda 1867, S. 69—72. M. 1 Taf. Auch Z. d. D. Geol. Ges. 20, 1868, S. 435—439.
1032. —, Vorläufige Notiz über die Auffindung einer marinen Diluvialfauna in Ostpreußen. Ebenda S. 72. Auch Z. d. D. Geol. Ges. 20, 1868, S. 439—440.
1033. —, Marine Diluvialfauna in Ostpreußen und Zweiter Nachtrag zur Diluvialfauna Westpreußens. Z. d. D. Geol. Ges. 26, 1874, S. 517—521. M. 1 Taf.
1034. —, K. Keilhack, H. Schroeder und F. Wahnschaffe, Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glacialgeologie in Norddeutschland. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1897, S. 73 ff.
1035. Beyrich, Marine Conchylien im Diluvium von Mewe in Preußen. Z. d. D. Geol. Ges. 19, 1867, S. 251—252.
1036. W. C. Brögger, Om de senglaciale og postglaciale nivåforendringer i Kristianiafeltet. Kristiania 1900 og 1901.
1037. W. Deecke, Über Löcher von Bohrmuscheln in Diluvialgeschieben. Z. d. D. Geol. Ges. 46, 1894, S. 682—683.
1038. —, Die geologische Zusammensetzung und Schichtenfolge der Insel Rügen, 1899. Führer für die Rügen-Exkursion d. VII. intern. Geogr. Congr. z. Berlin. Herausgegeben v. d. Geogr. Ges. z. Greifswald.
1039. Th. Ebert, Aufnahmen im Gebiete der Sektion Garnsee. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1884, S. CIII—CVII.
1040. E. Friedel, Beitrag zur diluvialen Nordseefauna Hinter-Pommers. Nachrbl. D. Malakozool. Ges. 16, 1884, S. 22—25.

1041. P. Friedrich, Beiträge zur Geologie Lübecks. Mitt. Geogr. Ges. u. d. Nathist. Mus. Lübeck. 2 R., Heft 24, 1910, 42 S. M. 2 Taf. u. 2 Textfig.
1042. C. Gagel, Bericht über die von R. Struck, C. Gagel und C. Gottsche geleiteten Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft 1909. Z. d. D. Geol. Ges. 61, 1909, M.-B. S. 430—452.
1043. —, Das marine Diluvium und die pflanzenführenden Diluvialschichten Norddeutschlands. Eine Anfrage an Herrn Lepsius. Z. d. D. Geol. Ges. 62, 1910, M.-B. S. 686—694.
1044. —, Über die Lagerungsverhältnisse von Diluvium und Tertiär bei Itzehoe, Rensing und Innien. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1910, II., S. 66—80. M. 1 Textfig.
1045. —, Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Schr. Natw. V. Schleswig-Holsteins XV, 1912, S. 225—254.
1046. —, Referat über Geinitz, Diluvialstudien im östlichen Mecklenburg. Peterm. Mitt. 59, 1913, II., S. 213.
1047. —, Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit. Geol. Rundschau IV, Berlin 1913, S. 319—421 und Nachtrag; ebenda S. 423—426.
1048. —, Die letzte große Phase der diluvialen Vergletscherung Norddeutschlands. Geol. Rundschau VI, 1915, S. 49—89.
1049. —, Über die stratigraphische Stellung der sogenannten Eemfauna. Z. d. D. Geol. Ges. 70, 1918, M.-B. S. 173—177.
1050. E. Geinitz, Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 16, S. 1—98. M. 22 Textfig. u. 1 Karte, Stuttgart 1902.
1051. —, Das Quartär von Nordeuropa. Lethaea geognostica III, 2, I, Stuttgart 1904.
1052. —, Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit, II. Stück. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 40, Stuttgart 1915, S. 77—118.
1053. —, Conchylienführende Diluvialsande bei Doberan. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbgs. 70, Güstrow 1916, S. 21.
1054. —, Die Endmoränen Deutschlands. Mit Anhang: Skärumhede, Alleröd. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbg. 72, 1918, S. 103—150.
1055. —, Das Diluvium Deutschlands. Stuttgart 1920, 206 S. M. 3 Taf.
1056. C. Gottsche, Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg XIV, 1898.
1057. —, Der Untergrund Hamburgs. Hamburg in naturwissenschaftlicher und medizinischer Beziehung, Hamburg 1901, S. 14—29.
1058. —, Tapessand von Steensigmoos. Z. d. D. Geol. Ges. 56, 1904, M.-B. S. 181—184.
1059. R. Gross, Conchylienführende Diluvialsande bei Schwaan. Arch. V. Fr. Natgesch. Mecklbg. 68, 1914, Güstrow 1914, S. 65—74.
1060. A. Günther, Die Dislokationen auf Hiddensöe, Rostocker Diss. Berlin 1891, 69 S. M. 9 Taf.
1061. P. Harder, En ny sönderjysk lokalitet for marint diluvium. Medd. Dansk. Geol. foren. No. 6, Kjobenhavn 1900.
1062. P. Harling, Le système eemien. Arch. Néerl. Sc. exactes et nat. Haarlem 1875.
1063. R. Hilbert, Die diluvialen Mollusken von West- und Ostpreußen. 37. Ber. Westpreußen. Bot.-Zool. V. Danzig 1914, S. 380—392.
1064. N. O. Holst, Alnarps-Floden, en svensk »Cromer Flod«. Sver. geol. Unders. 100, 1911, No. 237.
1065. A. Jentzsch, Die Lagerung der diluvialen Nordseefauna bei Marienwerder. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1881, S. 546—570.
1066. —, Beiträge zum Ausbau der Glacialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1884, S. 438—524. M. 3 Taf.

1067. A. Jentzsch, Über eine diluviale Cardium-Bank zu Succase. Z. d. D. Geol. Ges. 39, 1887, S. 492—495.

1068. —, Über den Seehund des Elbinger Yoldia-Thones. Z. d. D. Geol. Ges. 39, 1887, S. 496—498.

1069. —, Mittheilung über die Aufnahmen des Jahres 1894. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1894, S. LXXII—LXXV.

1070. —, Das Interglacial bei Marienburg und Dirschau. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1895, S. 165—208.

1071. —, Bericht über Aufnahmen in Westpreußen während der Jahre 1897 u. 1898. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1898, S. CCXVIII—CCXXXVII.

1072. —, Die erste Yoldia aus Posen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1905, S. 173—177.

1073. —, Die Aufschlüsse der Eisenbahn Czersk-Marienwerder-Riesenburg. Ein Querschnitt des preußischen Weichseltales. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1917, I., S. 513—538. M. 1 Taf.

1074. A. Jessen, V. Milthers, V. Nordmann, N. Hartz und A. Hesselbo, En Boring gennem de kvartäre Lag ved Skärumhede. Danm. geol. Unders. II., 25, 1910, 175 pag. med 3 tav.

1075. O. v. Linstow, Kritik der außeralpinen Interstadiale. Geol. Rundschau IV, 1913, S. 502—535.

1076. J. Lorié, Beschrijving van eenige nieuwe grondboringen. VIII. Verh. Kon. Akad. Wet, Amsterdam 1913, S. 65 ff. M. 5 Taf.

1077. —, De ondergrond onzer duinen. T. K. N. A. G. 1913, S. 6 ff.

1078. G. Maas, Über präglaciale marine Ablagerungen im östlichen Deutschland. Z. d. D. Geol. Ges. 56, 1904, S. 21—24. Briefl. Mitt.

1079. V. Madsen, Diluviale Foraminiferen aus Boizenburg in Mecklenburg. Arch. V. Fr. Natg. Mecklbg. 56, 1902, S. 121a—123a.

1080. —, V. Nordmann og N. Hartz, Eem-Zonerne. Studien over Cyprina leret og andre Eem-Aflejringer i Danmark, Nord-Tyskland og Holland. Danm. geol. Unders., 2. R., No. 17, 302, Kjöbenhavn 1908.

1081. Molengraaff u. Van Waterschoot van der Gracht, Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie I, 3, Heidelberg 1913.

1082. H. Munthe, Studier öfver baltiska hafvets quartära historia I. Bih. t. K. Svenska Vet. Akad. Handl. 18, 1892, Afd. 2, No. 1, 58.

1083. —, Studien über ältere Quartärablagerungen im südbaltischen Gebiete. Bull. Geol. Inst. Upsala, Nr. 5, Bd. 3, 1896, S. 40—53.

1084. V. Nordmann, Boringer gennem marint Diluvium i det sydvestlige Jylland og det nordvestlige Slesvig. Medd. dansk. geol. o foren. Bd. 9, Heft 2, 1913, S. 183 (deutsch: 198).

1085. —, Tapes senescens Doederlein og Tapes aureus Gm. var. cemiensis Nordm. Vid. Medd. Dansk. nath. Foren, Kjöbenhavn 65, 1913, S. 287—300. M. 2 Tav.

1086. H. Philippsen, Cyprinenton. Natw. Wochenschr., N. F., XV, No. 5, 1916, S. 78.

1087. F. Roemer, Über ein Vorkommen von Cardium edule und Buccinum reticulatum in dem Diluvial-Kies bei Bromberg. 42. Jahres-Ber. u. Ab. Schles. Ges. f. vaterl. Cultur 1864, S. 32.

1088. J. Schlunck, Das Diluvialprofil von Lauenburg a. d. Elbe und seine Beziehungen zum Diluvium der Hamburger Gegend. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1914, I, S. 600—635. M. 5 Textfig.

1089. —, Zur Kenntnis des glazialen Stauseegebietes bei Lübeck. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1914, II, S. 255—270. M. 1 Texttaf.

1090. H. Schroeder, Über zwei neue Fundpunkte mariner Diluvialconchylien. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1885, S. 219—241.

1091. H. Schroeder, Mittheilung über die geologischen Aufnahmen bei Stade. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1898, S. CL—CLXII.

1092. — u. J. Stoller, Diluviale marine und Süßwasser-Schichten bei Ütersen-Schulau. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1906, S. 455—527. M. 4 Textfig. u. 3 Taf.

1093. J. F. Steenhuis, Beschouvingen over en in verband met de daling van den bodem van Nederland (Betrachtungen über die Senkung des niederländischen Bodens). Verh. Kon. Akad. Wet. Amsterdam, D. XIX, 1917.

1094. R. Struck, Neue Beobachtungspunkte tertiärer und fossilführender diluvialer Schichten in Schleswig-Holstein und Lauenburg. Mitt. Geogr. Ges. u. d. Nathist. Mus. Lübeck 22, Lübeck 1907, S. 49—96.

1095. O. Torell, Undersökninger öfver istiden III. Temperaturforhållandene under istiden usw. Öf. Kongl. Vet. Akad. Förh. 1887, No. 6, S. 429—438. (Übersetzt von F. Wahnschaffe, Z. d. D. Geol. Ges. 40, 1888, S. 250—257.)

1096. F. Tornau, Über einige neue Funde von Diluvialfossilien aus Bohrungen in Ostpreußen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1910, I, S. 299—312. M. 1 Taf.

1097. N. V. Ussing, Om et nyt Findested for marint Diluvium vid Hostrup i Salling. Med bemaerkninger om Mollusk-faunaen af A. C. Johansen. Vid. Medd. nat-hist. foren, Kjoebenhavn 1903, S. 111—131.

1098. W. G. N. Van der Sleen, De fossielen van het Nederlandsch Diluvium, speciaal van het Eemstelsel. Geol. Sekt. Geol. Mijn. Genoot. Nederl. 1912/14, S. 124—128.

1099. F. Wahnschaffe u. Fr. Schucht, Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. IV. Aufl., Stuttgart 1909, S. 335 ff.

1100. E. Wepfer, Über das Vorkommen von »Cyprina islandica« im Postpliocän von Palermo. Centrbl. f. Min. usw. 1913, S. 173—177.

1100a. W. Wetzel, Einige neue Fundpunkte von Eem-Schichten und ihre palaeogeographische Bedeutung. Z. d. D. Geol. Ges. 73, 1921, M.-B. S. 151—152.

1101. W. Wolff, Aufnahmeergebnisse in der nordöstlichen Kassubei. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1900, S. LXIII—LXXI.

1102. —, Bemerkungen zu De Geer's neuer Stellung zur Frage der zweiten Vereisung. Z. d. D. Geol. Ges. 56, 1904, Briefl. Mitt. 49—52.

1103. —, Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Hamburg, Wedel, Apenrade und Helgoland. Jahrb. Kgl Pr. Geol. Landesanst. f. 1910, II, S. 500—504.

1104. —, Der Aufbau des norddeutschen Tieflandes usw. Pumpen- und Brunnenbau 8, Berlin 1912, No. 13—19.

1105. —, Über Glazial und Interglazial in Norddeutschland. Congr. Géol. Intern. Canada 1913, 10 S.

1106. —, Die geologische Entwicklung Westpreußens. Schr. natf. Ges. Danzig, N. F. 13, Danzig 1913, S. 59—105.

1107. —, Das Diluvium der Gegend von Hamburg. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1915, II, S. 265 ff.

1108. —, Ein neuer Fundpunkt der sog. Eem-Fauna in Nordfriesland. Z. d. D. Geol. Ges. 70, 1918, M.-B. S. 79—83.

1109. —, Die Entstehung der Nord- und Ostsee. Freies Bildungswesen der Stadt Altona, Jahrg. 1920, No. 12/13, S. 93—108.

1110. O. Zeise, Über eine praeglaciale marine Ablagerung bei Burg in Ditmarschen. Mitth. Min. Inst. Kiel I, 1888, S. 79—87.

1111. —, Geologisches vom Kaiser-Wilhelm-Canal. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1902, S. 153—200.

Literatur über tertiäre Geschiebe außer Bernstein.

1112. R. Amthor, Eiszeitreste bei Ballstädt nördlich von Gotha. Zeitschr. f. Natw. 78, Stuttgart 1905/06, S. 428—438.

1113. Beyrich, Vorlage eines Geschiebes (Sternberger Kuchen) von Kunitz b. Frankfurt a. O. Z. d. D. Geol. Ges. 5, 1853, S. 7.

1114. —, Alter der tertiären Rotheisensteine von Rothenburg a. d. S. Z. d. D. Geol. Ges. 8, 1856, S. 309 u. 317.

1115. —, Mittheilung über eine tertiäre Cyprina von Torgau. Z. d. D. Geol. Ges. 9, 1857, S. 379.

1116. —, Vorlage von Fusus multisulcatus als Geschiebe von Tempelhof. Z. d. D. Geol. Ges. 11, 1859, S. 9.

1117. —, Vorlage von Stettiner Gestein als Geschiebe von Meseritz. Z. d. D. Geol. Ges. 12, 1860, S. 170.

1118. P. Borckert, Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Sedimentär-Geschiebe. Diss. Halle 1887, 46 S. M. 1 Taf.

1119. W. Deecke, Eocäne Kieselschwämme als Diluvialgeschiebe in Vorpommern und Mecklenburg. Mitt. Nat. V. Greifswald 26, 1894, S. 166—170.

1120. C. Gagel, Über einige neue Spatangiden aus dem norddeutschen Miocän. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1902, S. 525—543. M. 2 Taf. u. 2 Textfig.

1121. C. Gottsche, Über ein Eocän-Geschiebe von Hamburg. Z. d. D. Geol. Ges. 27, 1875, S. 227—228.

1122. —, Die Sedimentär-Geschiebe der Provinz Schleswig-Holstein. Yokohama 1883. (Neudruck m. handschriftl. Nachträgen, Kiel 1915.) 73 S. M. 2 Karten.

1123. —, Über die diluviale Verbreitung tertiärer Geschiebe. Z. d. D. Geol. Ges. 38, 1886, S. 247—250.

1124. —, Die Mollusken-Fauna des Holsteiner Gesteins. Festschr. z. 50jähr. Bestehen d. natw. V. z. Hamburg, X. Abh. a. d. Gebiet d. Natw. 1887.

1125. K. A. Grönwall, Geschiebestudien, ein Beitrag zur Kenntnis der ältesten baltischen Tertiärablagerungen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1903, S. 420—439.

1126. —, Loese Blokke fra Nordtyskland af Stenarter, der indeholde vulkansk Aske. Medd. Dansk. Geol. Foren 9, 1903, S. 13—20.

1127. W. Hucke, Die Sedimentärgeschiebe des norddeutschen Flachlandes. Leipzig 1917, 195 S. M. 37 Taf.

1128. G. Kade, Die losen Versteinerungen des Schanzenberges bei Meseritz. Programm der Kgl. Realschule zu Meseritz 1852, 35 S. M. 1 Taf.

1129. W. Koert, Bericht über die Aufnahmearbeiten auf Blatt Artlenburg. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1898, S. CXLIII—CXLIX.

1130. —, Über ein Geschiebe von mittelmiocänem Reinbeker Gestein. Z. d. D. Geol. Ges. 51, 1899, Prot. S. 41.

1131. K. Martin, Niederländische und nordwestdeutsche Sedimentärgeschiebe. Leiden 1878, S. 36 ff.

1132. Mieleczki, Über das Vorkommen von tertiären Versteinerungen auf der Braunkohlengrube Pauline bei Hohendorf. Z. d. D. Geol. Ges. 2, 1850, S. 240.

1133. Milthers, Scandinavian Indicator-Boulders. Danm. Geol. Unders. II, 23, 1909, 153 S. M. 4 Taf.

1133a. C. H. Oostingh, Bijdrage tot de kennis der zuidelijke zwarfsteenen in Nederland en omgeving (Beitrag zur Kenntnis der südlichen Geschiebe in den Niederlanden und ihrer Umgegend). Bl. XIX von den »Mededelingen der Landbouwhoogeschool«, Wageningen 1921, 164 S. M. 4 Taf. u. 2 Kärtch.

1134. A. Remelé, Untersuchungen über die versteinerungsführenden Diluvialgeschiebe des norddeutschen Flachlandes. Berlin 1883/1890.

1135. (A. Remelé), Katalog der von Prof. Dr. A. Remelé beim Intern. Geol. Congr.

zu Berlin im September u. Oktober 1885 ausgestellten Geschiebesammlung. Berlin 1885, 32 S.

1136. H. Roedel, Sedimentärgeschiebe. Helios 27, Frankfurt a. O. 1913, 81 S. — Ergänzender Nachtrag dazu, Helios 28, 1916, S. 121—136.

1137. Fd. Roemer, Lethaea erratica oder Aufzählung und Beschreibung der in der norddeutschen Ebene vorkommenden Diluvial-Geschiebe norddeutscher Sedimentärgesteine. Pal. Abh. v. Dames u. Kayser, Bd. II, Heft 5, Berlin 1885. M. 11 Taf.

1138. E. E. Schmid, Über das Vorkommen tertiärer Meeres-Conchylien bei Buttstädt in Thüringen. Z. d. D. Geol. Ges. 19, 1867, S. 502—508.

1139. L. Siegert, Die versteinerungsführenden Sediment-Geschiebe im Glacialdiluvium des nordwestlichen Sachsens. Zeitschr. f. Natw. 71, Leipzig 1898, S. 37—138. M. 8 Textfig.

1140. A. Steusloff, Sedimentärgeschiebe von Neu-Brandenburg. Arch. V. Fr. Natg. Mecklbg. 45, (1891), Güstrow 1892, S. 161—179.

1141. E. Stolley, Über Diluvialgeschiebe des Londonthons in Schleswig-Holstein und das Alter der jütischen Molerformation usw. Arch. Anthrop. u. Geol. Schlesw.-Holst. 3, 1900, S. 105—146.

Literatur über Bernstein als Geschiebe.

1142. P. Dahms, Über das Vorkommen und die Verwendung des Bernsteins. Zeitschr. f. prakt. Geologie IX, 1901, S. 201—211. M. 3 Textfig.

1143. Göppert, Beitrag zur Bernstein-Flora. 41. Jahresber. schles. Ges. f. vaterl. Cultur 1863, S. 50—53.

1144. L. Häpke, Der Bernstein im nordwestlichen Deutschland. Abh. natw. V. Bremen IV, 1875, S. 525—550.

1145. H. Kawall, Der Bernsteinsee in Kurland. Correspbl. Riga VI, No. 5, 1852/53, S. 69—71.

1146. Fr. Th. Köppen, Vorkommen des Bernsteins in Rußland. Petermanns Mitt. 39, 1893, S. 249—253. M. 1 Karte.

1147. L. Meyn, Der Bernstein der norddeutschen Ebene auf 2.—6. Lagerstätte. Z. d. D. Geol. Ges. 28, 1876, S. 171—202.

1148. W. Splieth, Die Bernsteingewinnung an der schleswig-holsteinischen Küste. Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schlesw.-Holst. usw. 3, 1900, S. 172—185.

Verzeichnis der Fossilien.

(Es bedeutet: pale: Paleocän; e: Eocän; e_u: Untereocän; e_m: Mitteleocän; e_o: Obereocän; o_u: Unteroligocän; o_m: Mitteloligocän; o_o: Oberoligocän; m_u: Untermiocän; m_m: Mittelmiocän; m_o: Obermiocän; pl: Pliocän; pl_m: Mittelpliocän; pl_o: Oberpliocän; d: Diluvium.)

a) Tierreste.

b) Pflanzen.

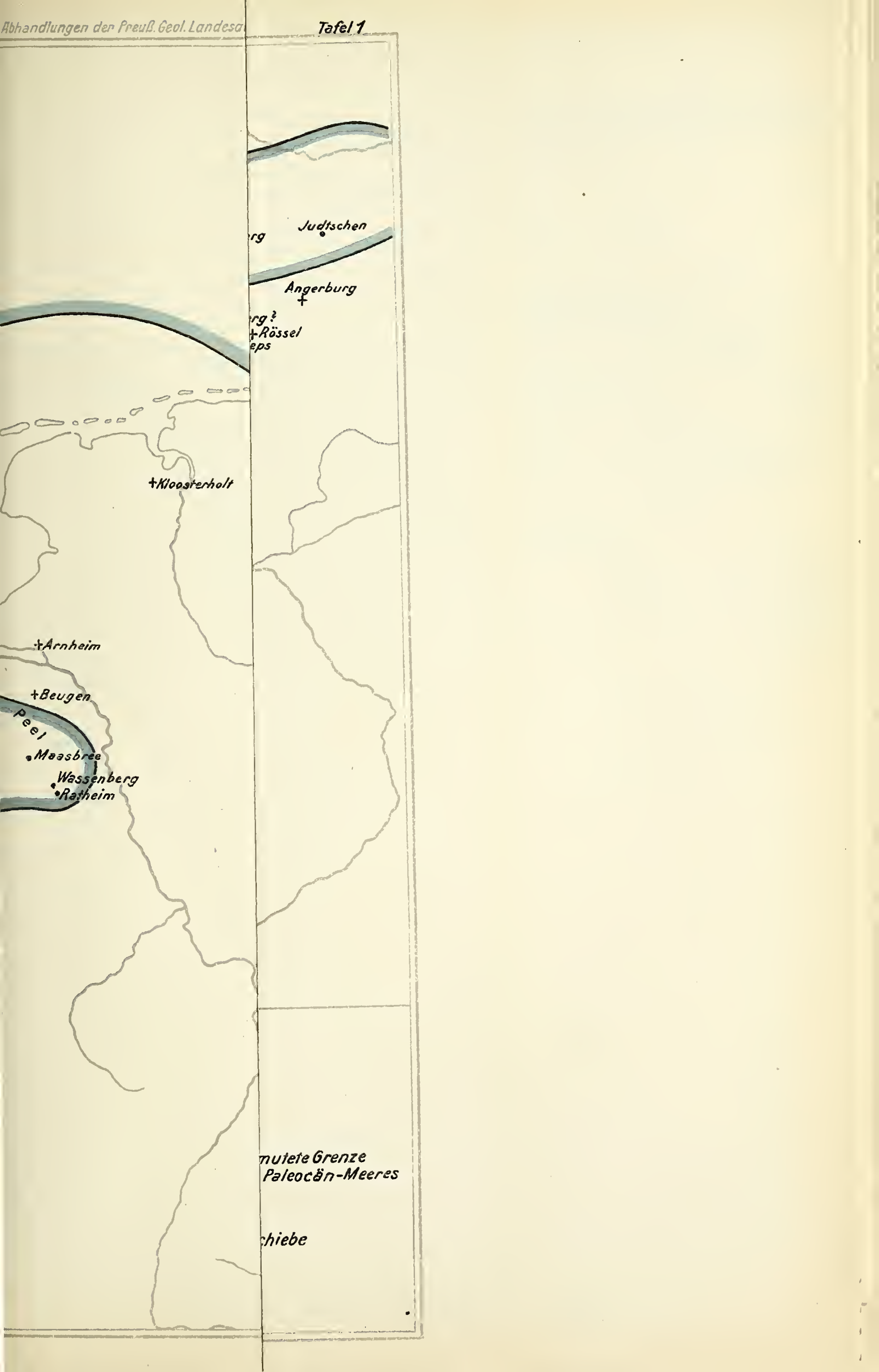
Ortsverzeichnis.

Sachregister.

Inhaltsübersicht.



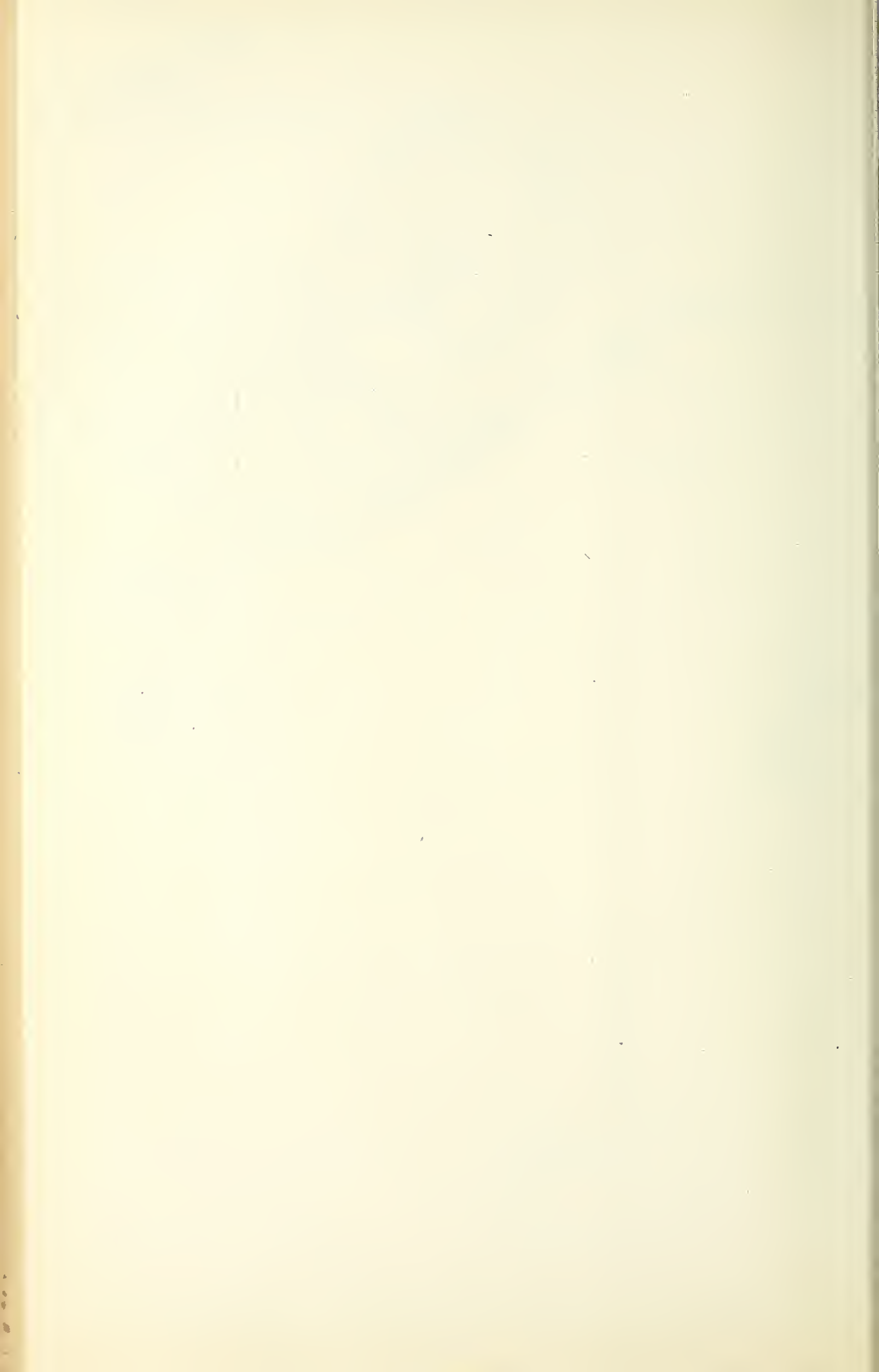
Tafel 1



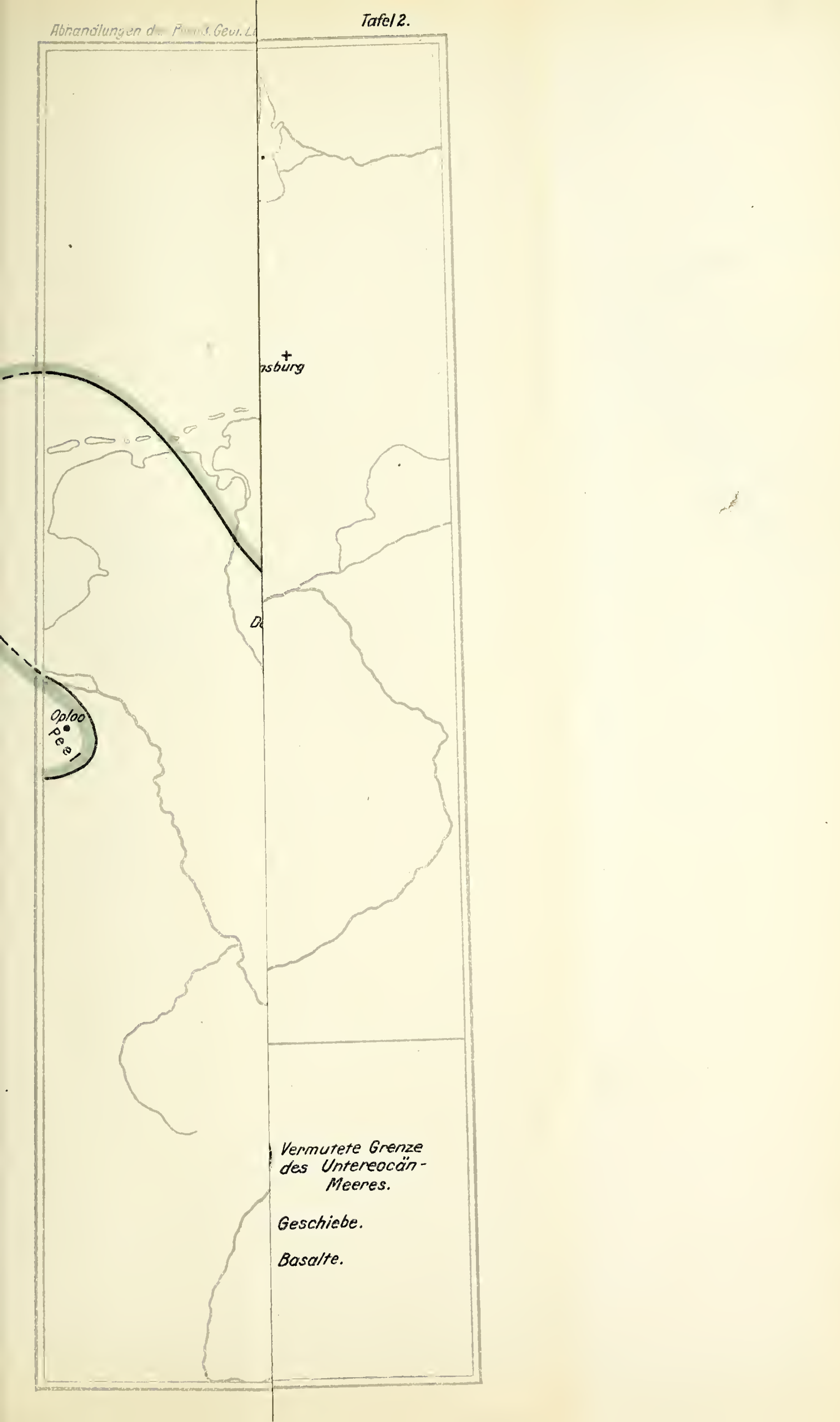
Judtschen
rg
Angerburg
rg?
Rössel
eps
Kloosterholt
Arnheim
Beugen
Peel
Maasbree
Wassenberg
Ratheim
nutete Grenze
Paleocän-Meeres
chiebe




PALEOCÄN
Tafel 1
Klintebjerg
Samsö
Maglehem
Fredericia
Seeland
Kopenhagen
Schonen
Kerteminde
Fünen
Slagelse
Lellinge
Klagshamn
Ystad
Hasle
Sylt
Langeland
Moen
Samland?
Merkehnen?
Königsberg
Judtschen
Rixhöft
Flensburg
Holt
Aschoffelt
Wik
Kiel
Ellerbek
Katharinenhof
Heiligenhafen
Gjedser
Hiddensee
Rügen
Krampass
Lancken
Lobbe
Rügenwalde
Schüddelkau?
Danzig
Angerburg
Heilsberg?
Rössel
Wieps
Wöhrden
Voorde
Cismar
Warnemünde
Jager
Zarrentin
Greinzdorf
Hemmingstedt-Heide
Breiholz
Itzehoe
Brunshaupten
Rostock
Doberan
Gr. Kerzenburg
Pestlin
Geyerswalde
Lübeck
Wismar
Teterow
Sternberg
Treptow a.T.
Stade
Hamburg
Schwerin
Goldberg
Krakow
Ivenack
Neubrandenburg
Harburg
Eddelsen
Hagenow
Parchim
Malchow
Stettin
Finkenwalde
Trampke
Kloosterholt
Schössel
Lüneburg
Vastorf
Kerenz
Gorleben
Eberswalde
Wongrowitz
Semter
Berlin
Müncheberg
Küstrin
Alt Limmritz
Pinne
Meseritz?
Buk
Gr. Lichterfelde
Rüdersdorf
Frankfurt
Königswusterhausen
Arnheim
Belzig
Beugen
Peel
Bülzig
Merschwitz
Bobbau
Schmiedeberg
Torgau
Eilenburg
Leipzig
Wassenberg
Vermutete Grenze des Paleocän-Meeres
Geschiebe



Tafel 2.

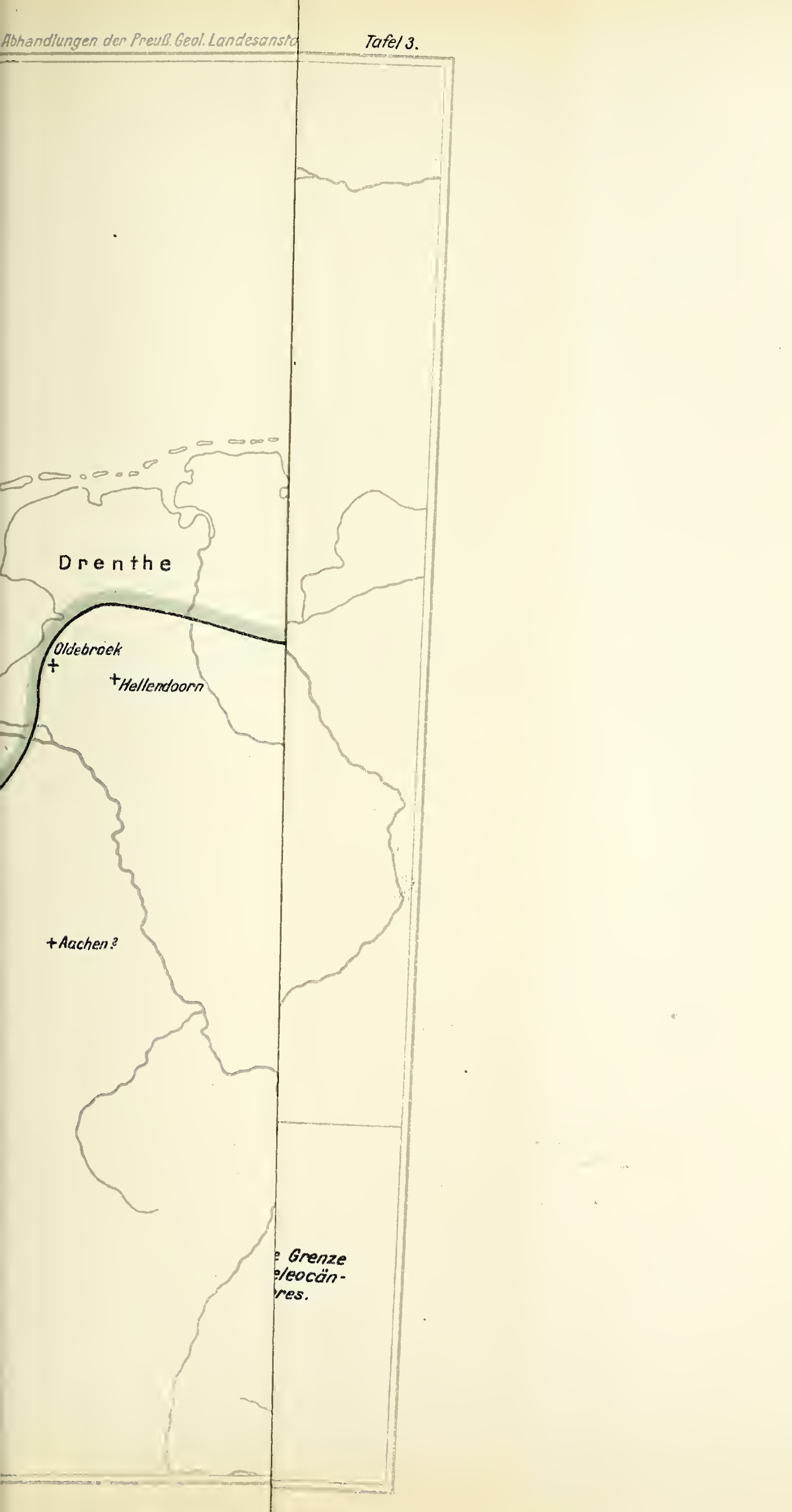


...sburg
D...
Oploo
Peel
Vermutete Grenze des Untereocän-Meeres.
Geschiebe.
Basalte.




UNTEREOCÄN
Tafel 2
Jütland
Samsö
Refnäs
Landskrona
Basalte
Lund
Ystad
Fredericia
Rögle Klint
Wedelsborg
Sommerstedt
Fünen
Emmerleff
Fehmarn
Katharinenhof
Bergen
Sagard
Garz
Wobbanz
Burg
Görtz
Bliesdorf
Doberan
Kill
Bulk
Rendsburg
Wöhrden
Breiholz
Meimersdorf
Burg
Itzehoe
Travemünde
Schwartau
Hemmoor
Tangstedt
Ratzeburg
Basbeck
Osten
Ahrensburg
Trittau
Schwarzenbek
Breetze
Rosenthal
Vastorf
Gorleben
Verden
Muden
Steinfeld
Celle
Damme
Osnabrück
Warnemünde
Dammgarten
Jager
Oie
Greifswald
Kröslin
Wolgast
Demmin
Lassan
Schlieffenberg
Treptow
Gnemern
Pisede
Bresewitz
Ückermünde
Friedland
Roga
Neubrandenburg
Strasburg
Jatznik
Stettin
Book
Finkenwalde
Oertzenhof
Kolberg
Köslin
Dietersdorf
Massow
Marienfließ
Stargard
Schlagenthin
Bernstein
Soldin
Greiffenberg
Rheinsberg
Rauschendorf
Eberswalde
Freienwalde
Gr. Lichterfelde
Rixdorf
Grunau
Saepzig
Göritz
Meseritz
Schimankowo
Gr. Waplitz
Sensburg
Kl. Mahner
Halle
Dieskau
Eilenburg
Oollnitz
Grobers
Konnewitz
Oploo
Peel
Tölz
Kressenberg
Vermutete Grenze des Untereocän-Meeres.
Geschiebe.
Basalte.

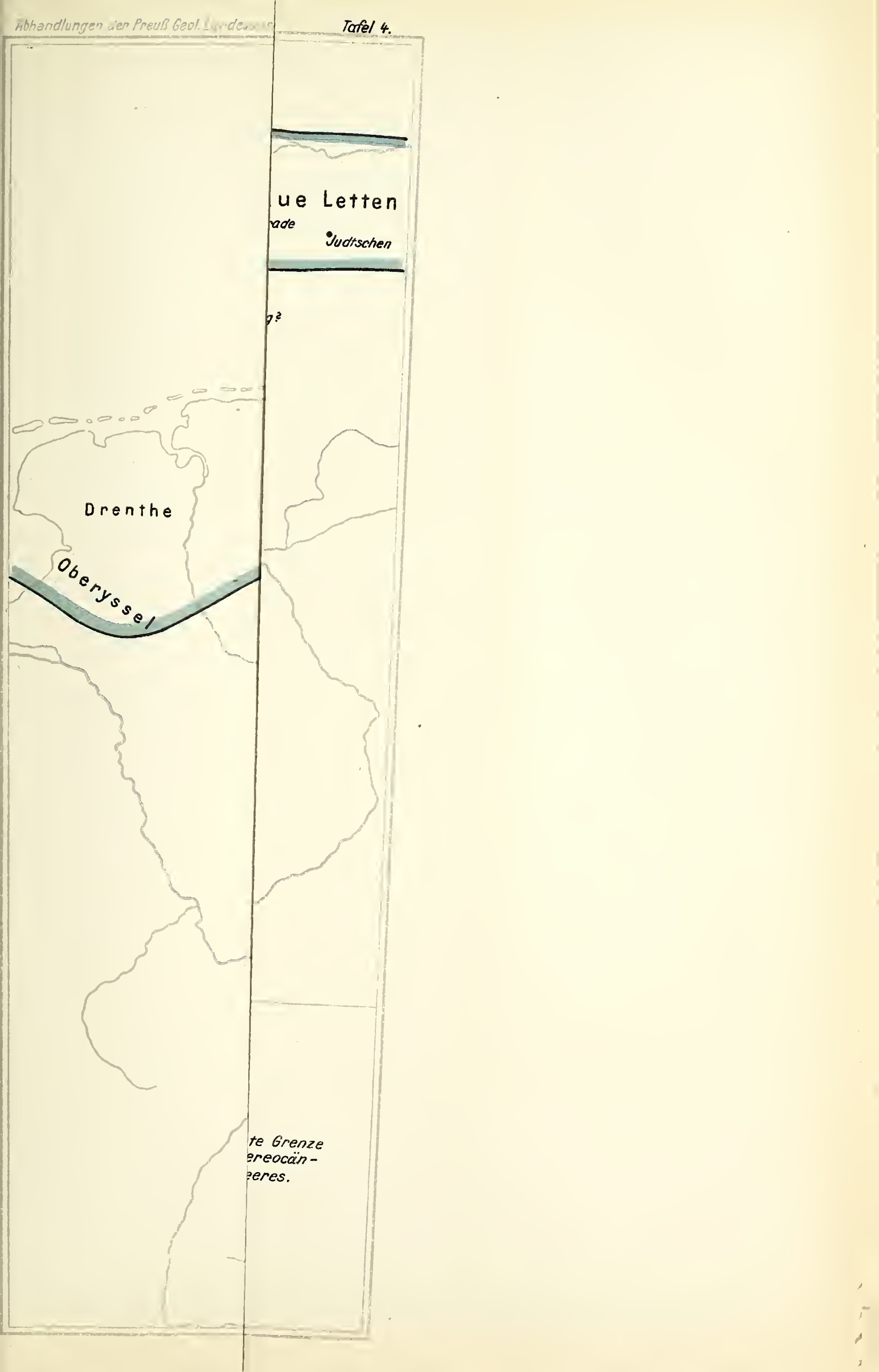



Drenthe
Oldebroek
Hellendoorn
Aachen?
Grenze
eleocän-
res.




MITTELEOCÄN
Tafel 3.
Drenthe
? Bremen
Oldebroek
+ Hellendoorn
+ Aachen ?
Nummuliten - Schichten
Mattsee
Tölz
Marienstein
Enzenau
Teisendorf
Neubeuern
Grabbenau
Immenstadt
Salzburg
Vermutete Grenze des Mitteleocän-Meeres.
+ Geschiebe.



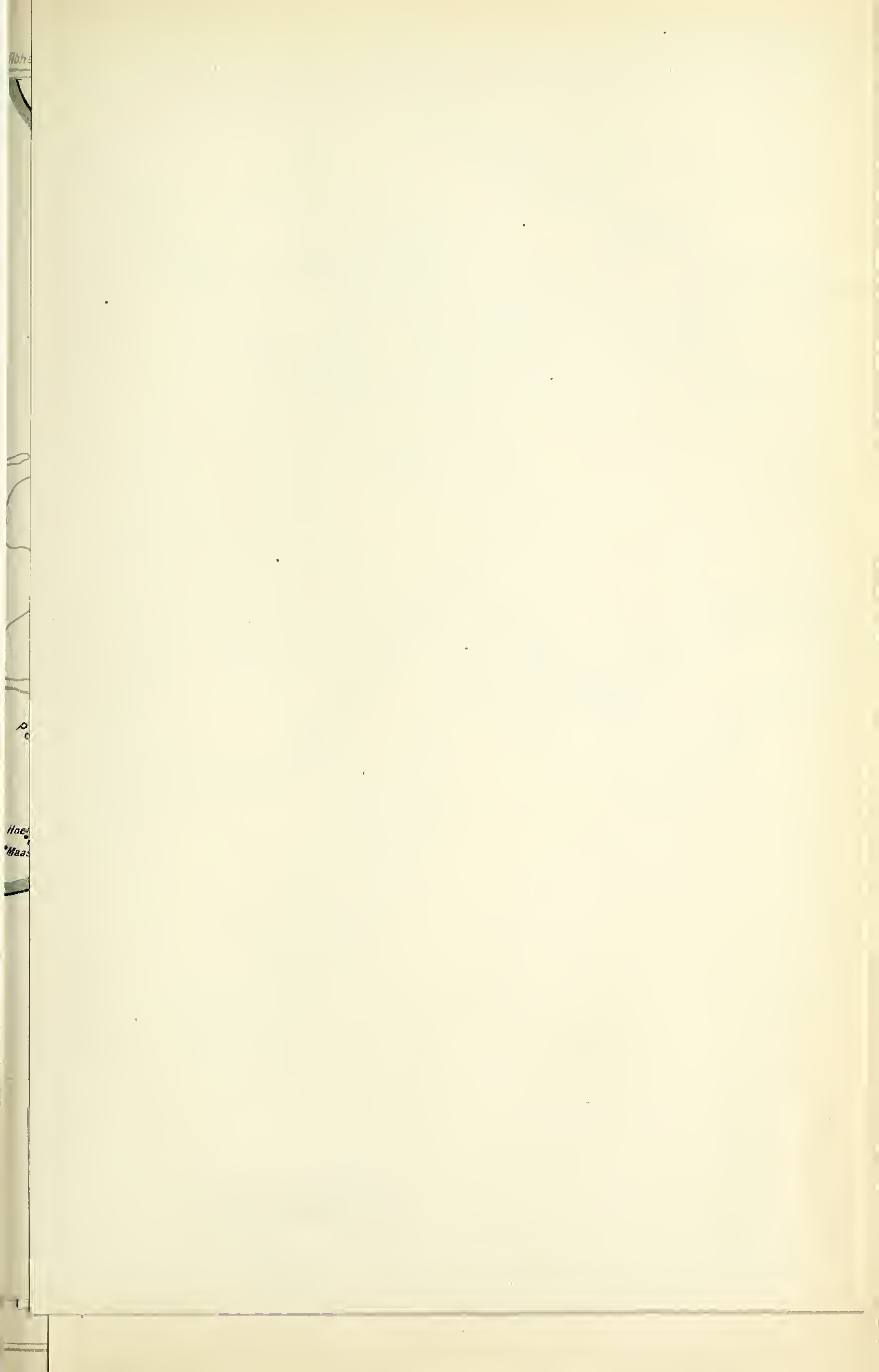


...ue Letten
...rade
Judtschen
...g?
Drenthe
Oberyssel
...te Grenze
...ereocän-
...eeres.




OBEREOCÄN
Tafel 4
Graue Letten
Gr. Dirschkeim
Markehnen
Geidau
Waldau
Hohenrade
Königsberg
Judtschen
Kobbelbude
Heilsberg ?
Wohrden
Schwarzau ?
Hemmoor ?
Bremen
Breetze ?
Drenthe
Oberyssel
Niederaudorf
Reichenbach
Vermutete Grenze des Obereocän-Meeres.

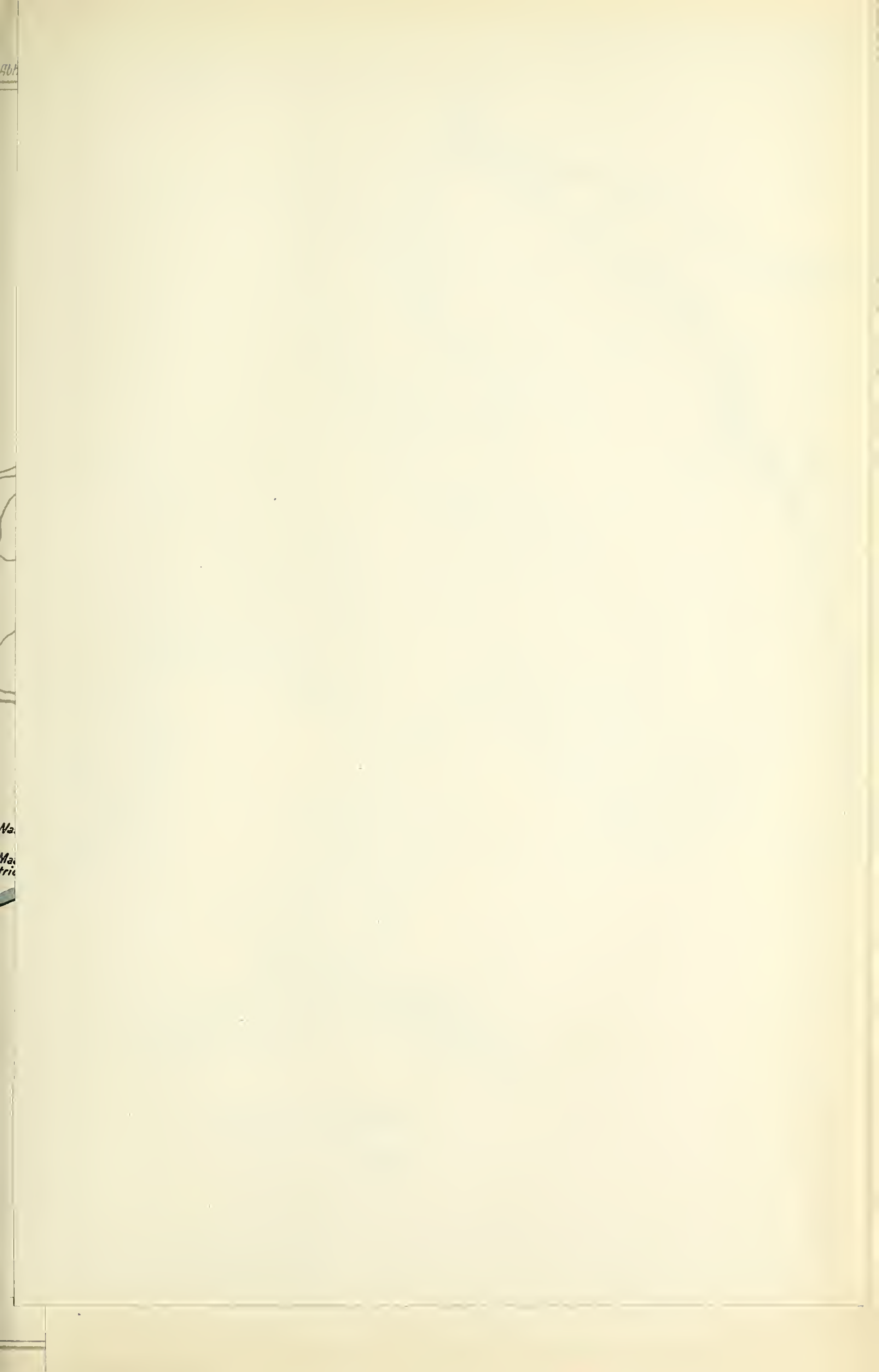




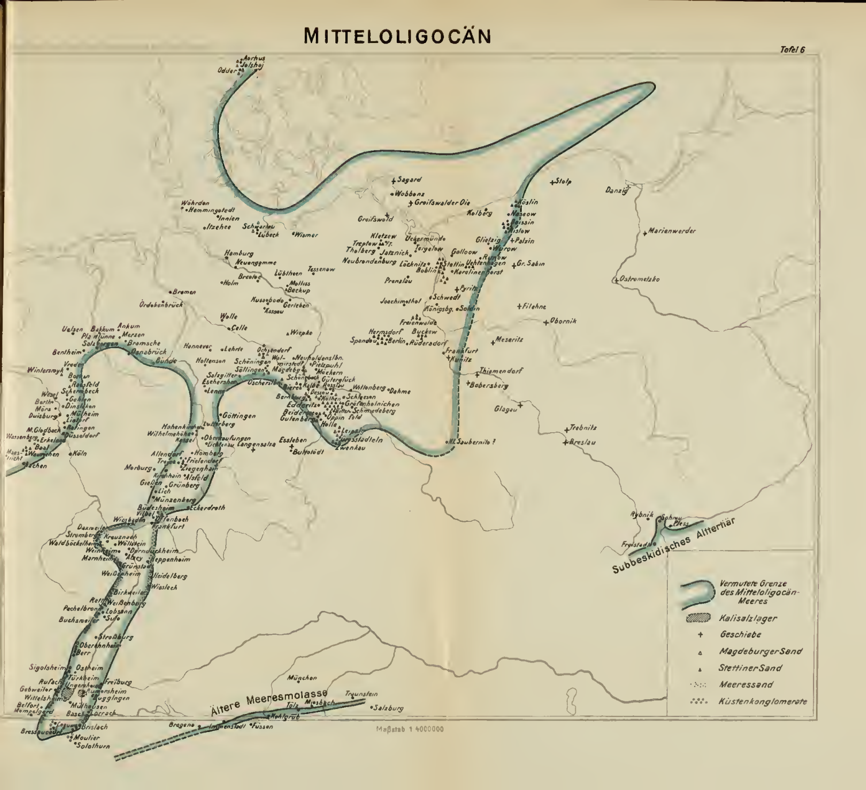



UNTEROLIGOCÄN
Tafel 5
Vermutete Grenze des Unteroligocän-Meeres
Geschiebe
Neukuhren
Kranz
Brüsterort
Palmnicken
Fischhsn.
Königsberg
Neuhausen
Waldau
Kraupischkehmen
Insterburg
Gumbinnen
Pillau
Langhöfel
Pogersch
Johanniskrug
Bartenstein
Schippenbeil
Heilsberg
Danzig
Kl. Kleschkau
Elbing
Dirschau
Guttstadt
Rothfließ
Schöneck
Marienbg.
Hirschfeld
Stuhm
Marienwerder
Osterode
Bischofswerder
Graudenz
Köslin
Kolberg
Misdroy?
Liepgarten
Stettin
Finkenwalde?
Runow
Rosenthal
Liepe
Eberswalde
Oderberg-Bralitz
Spandau
Berlin
Annapol
Hannover
Ilten
Sehnde
Gödringen
Hildesheim
Brundhorst
Bünde
Helmstedt
Heinrichsburg
Magdeburg
Sudenburg
Unterweddingen
Welsleben
Wespen
Lettorf
Bernburg
Aschersleben
Peel
Elmpt
Baal
Maastricht
Kassel
Kaufungen
Lichtenau
Messel
Waldböckelheim
Pechelbronn
Pfalzburg
Mülhausen
Belfort
Reut i. W.
Haring








MITTELOLIGOCÄN
Tafel 6
Aarhus
Odder
Sagard
Wobbenz
Greifswalder Oie
Greifswald
Kolberg
Köslin
Stolp
Danzig
Marienwerder
Wöhrden
Itzehoe
Lübeck
Wismar
Hamburg
Neuengamme
Holm
Lübtheen
Tessenow
Bremen
Uckermünde
Treptow
Jatznick
Neubrandenburg
Löcknitz
Stettin
Prenzlau
Gollnow
Gr. Sabin
Ostrometzko
Pyritz
Schwedt
Joachimsthal
Soldin
Filehne
Obornik
Celle
Wiepke
Hermsdorf
Buckow
Spandau
Berlin
Rüdersdorf
Frankfurt
Meseritz
Uelzen
Ankum
Bentheim
Osnabrück
Bünde
Hannover
Lehrte
Ochsendorf
Magdeburg
Schöningen
Söllingen
Salzgitter
Oschersleben
Bernburg
Dessau
Wittenberg
Dahme
Göttingen
Halle
Leipzig
Zwenkau
Thiemendorf
Bobersberg
Glogau
Trebnitz
Breslau
Wesel
Duisburg
Mülheim
Ratingen
Düsseldorf
Köln
Aachen
Langensalza
Essleben
Buttstädt
Kl. Saubernitz ?
Marburg
Ziegenhain
Alsfeld
Gießen
Grünberg
Lich
Münzenberg
Wiesbaden
Frankfurt
Offenbach
Kreuznach
Heppenheim
Heidelberg
Wiesloch
Weißenburg
Lobsann
Sulz
Straßburg
Oberehnheim
Ostheim
Freiburg
Türkheim
Rufach
Gebweiler
Mülhausen
Basel
Lörrach
Belfort
Brislach
Moutier
Solothurn
München
Traunstein
Salzburg
Tölz
Miesbach
Kohlgrub
Bregenz
Füssen
Ältere Meeresmolasse
Maßstab 1 : 4000000
Rybnik
Sohrau
Pless
Freistadt
Subbeskidisches Alttertiär
Vermutete Grenze des Mitteloligocän-Meeres
Kalisalzlager
Geschiebe
Magdeburger Sand
Stettiner Sand
Meeressand
Küstenkonglomerate



Abhan

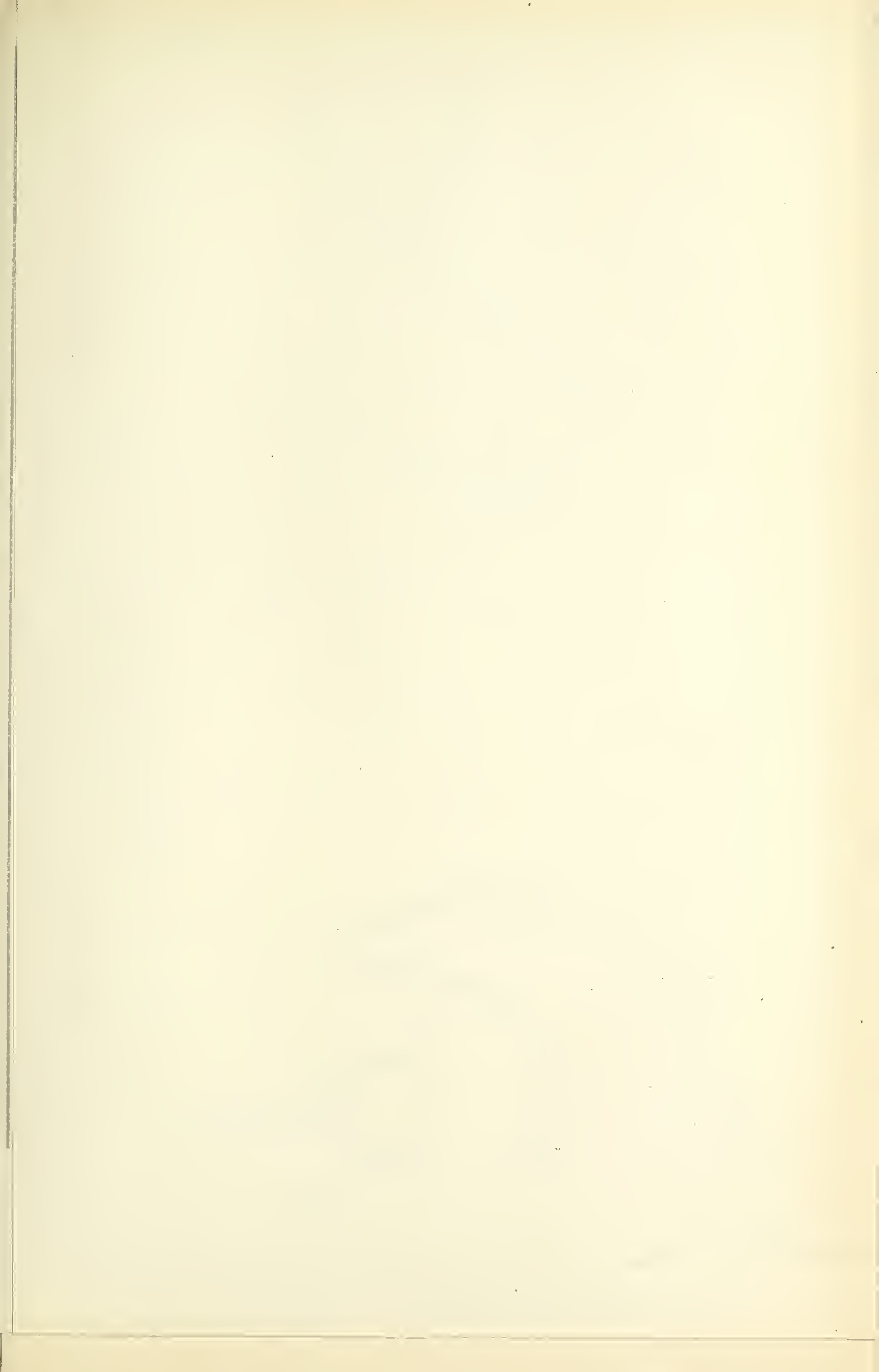
Alde
Herong
Süc
M. Gla
Geleen
Elsloo



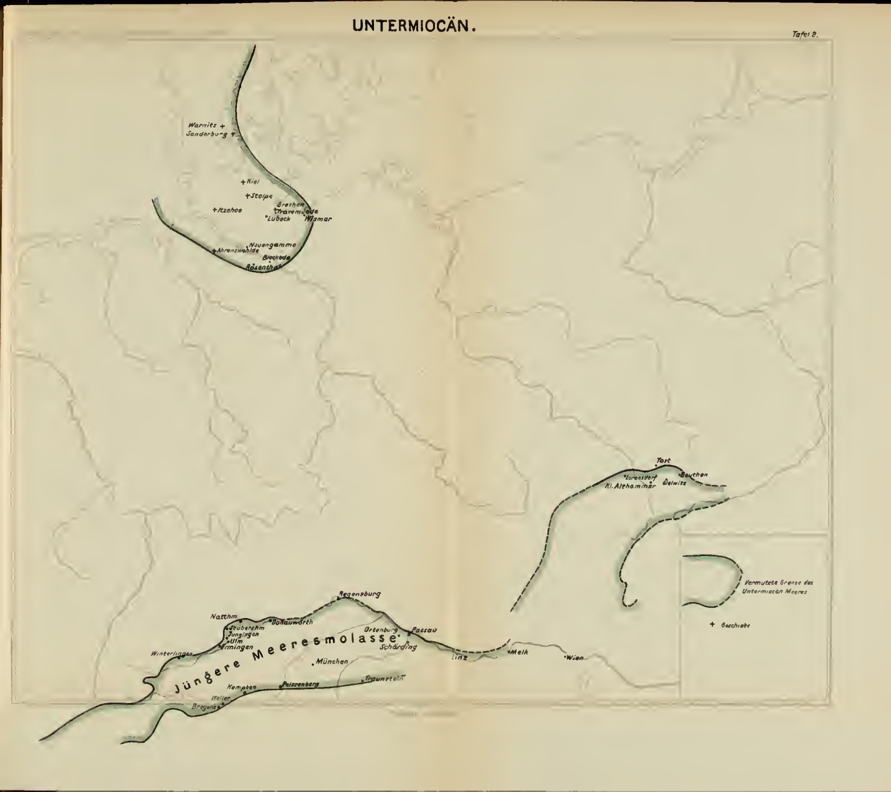


OBEROLIGOCÄN
Tafel 7
Sylt
Flensburg
Heide
Stolpe
Travemünde
Lübeck
Rostock
Oie
Zinnowitz
Güstrow
Hohen-Demein
Malchow
Goldberg
Parchim
Rehna
Wismar
Elmshorn
Schulau
Hamburg
Mölln
Ratzeburg
Wittenburg
Harburg
Lauenburg
Boizenburg
Lübtheen
Lüneburg
Schneverdingen
Holm
Dömitz
Pankow
Kirchwalsede
Hellum
Jever
Kloppenburg
Löningen
Kassau
Celle
Steinhorst
Jarchau
Wiepke
Berlin
Meseritz
Mittenwalde
Kunitz
Weferlingen
Burg
Magdeburg
Loffe
Astrup
Osnabrück
Bünde
Lemgo
Detmold
Zeddem
Oploo
Ruhrort
Duisburg
Aldekerk
Krefeld
Süchteln
M.Gladbach
Düsseldorf
Hilden
Mülheim
Bergisch-Gladbach
Köln
Iserlohn
Kelkar
Hohendorf
Brambach
Rothenburg
Bitterfeld
Reuden
Hillmersdorf
Gr. Strübitz
Kolbus
Priorfließ
Gr. Röschen
Rakow
Kl. Saubernitz
Halle
Wolpern
Taucha
Leipzig
Querfurt
Merkranstädt
Lengensalza
Buttstädt
Eckartsberga
Güntersen
Oberkaufungen
Gudensberg
Kassel
Gr. u. Kl. Karben
Frankfurt
Mainz
Cerithien-
Schichten
Herxheim
Dürkheim
Königsbach
Neustadt
Speyer
Arzheim
Weißenburg
Karlsruhe
Hindenburg
Vermutete Grenze des Oberoligocän-Meeres
× Geschiebe von Sternberger Kuchen
+ Sonstige Geschiebe



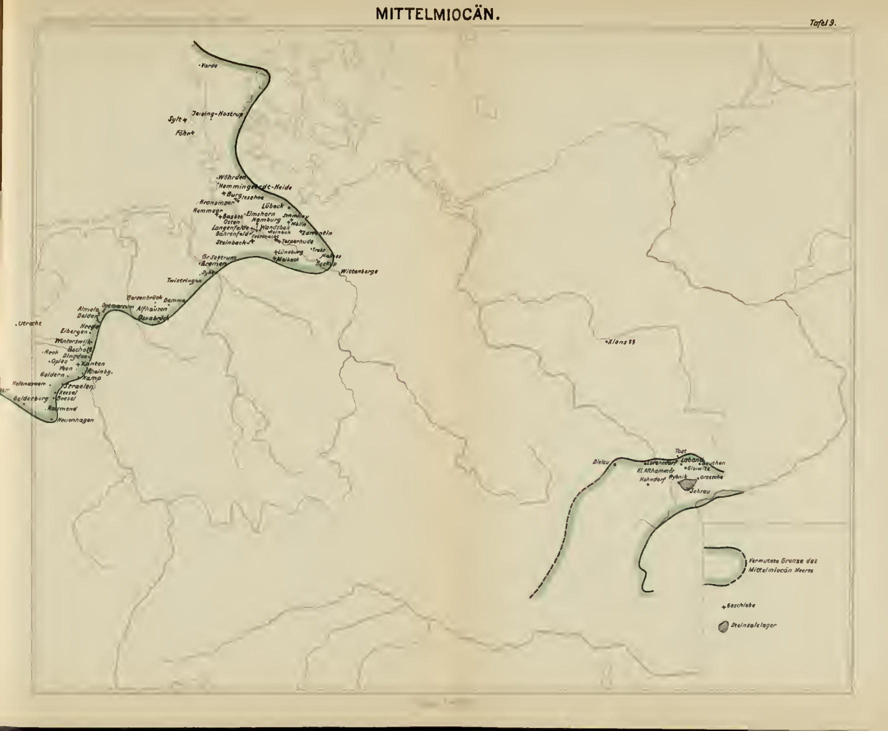


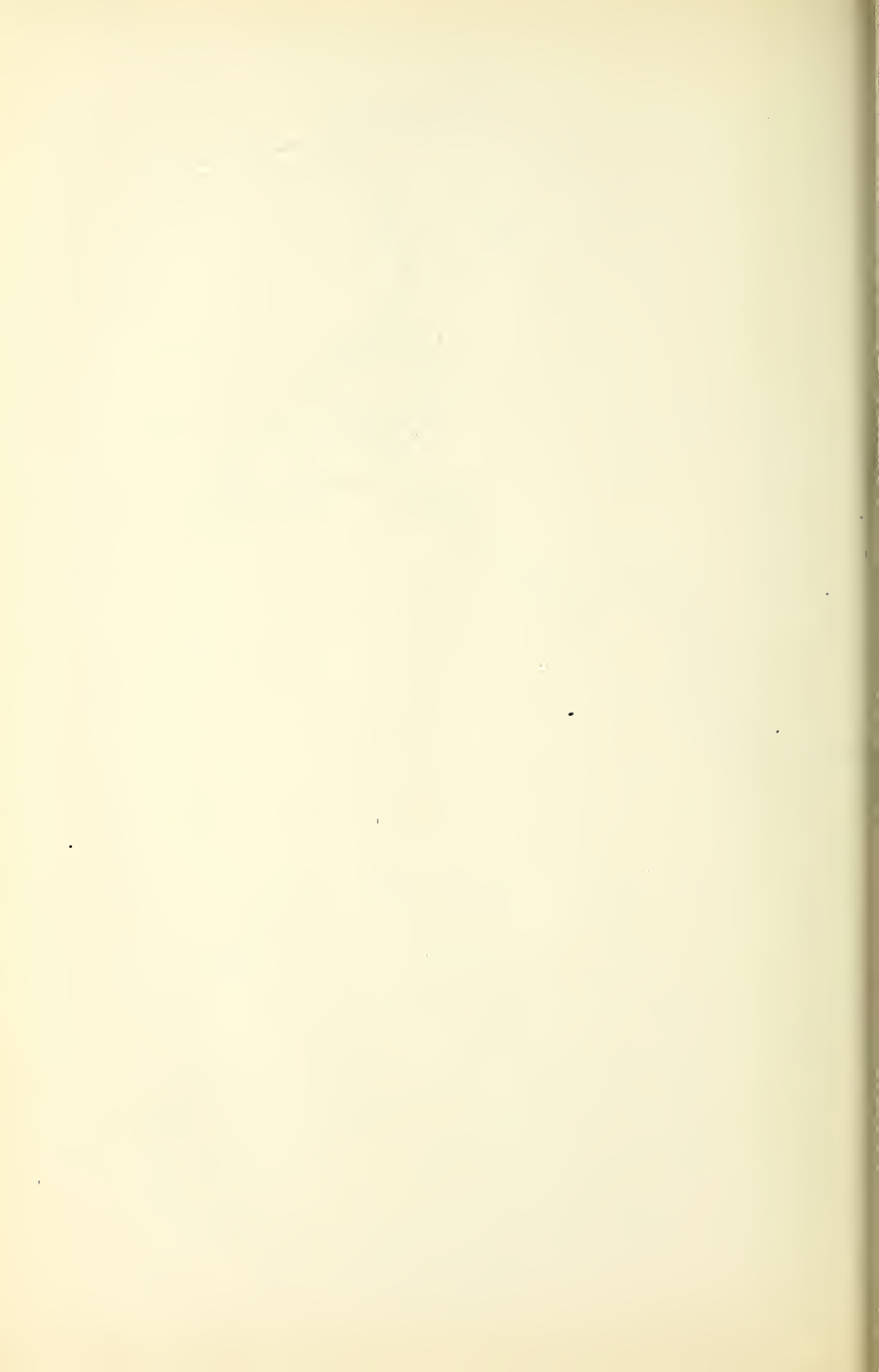


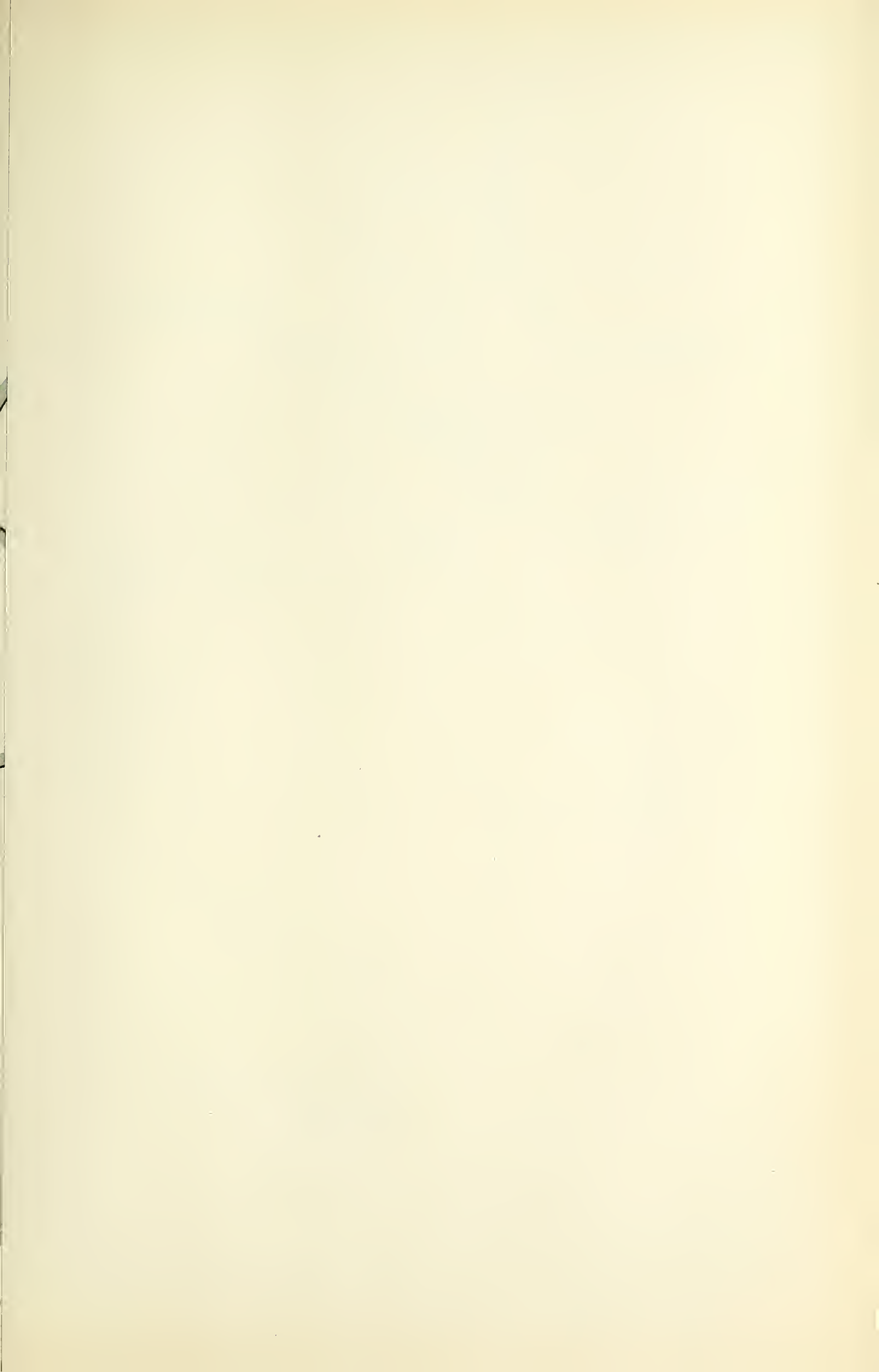

UNTERMIOCÄN.
Tafel 8.
Warnitz
Sonderburg
Kiel
Stolpe
Itzehoe
Brothen
Travemünde
Lübeck
Wismar
Neuengamme
Ahrensweh ide
Bleckede
Rosenthal
Tost
Beuthen
Lorenzdorf
Kl. Althammer
Gleiwitz
Vermutete Grenze des
Untermiocän Meeres
+ Geschiebe
Regensburg
Natthm
Donauwörth
Stubershm
Junglngen
Ulm
Ermingen
Winterlingen
Jüngere Meeresmolasse
Ortenburg
Passau
Schärding
Linz
Melk
Wien
München
Kempten
Peissenberg
Traunstein
Weiler
Bregenz

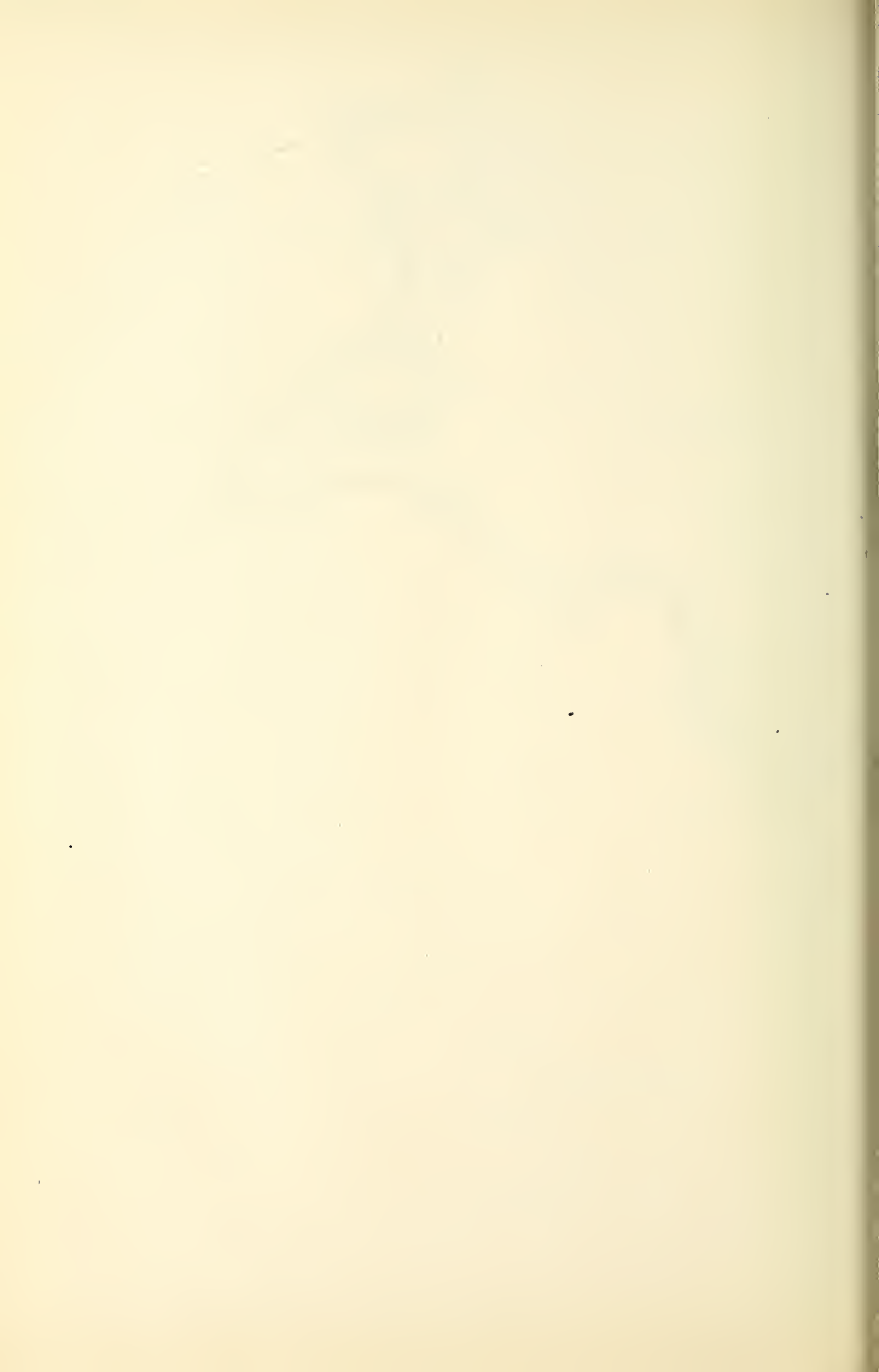





Varde
Jerising-Hostrup
Sylt
Föhr
Wöhrden
Hemmingstedt-Heide
Burg
Itzehoe
Kronsmoor
Hemmoor
Basbek
Osten
Elmshorn
Lübeck
Hamburg
Mölln
Langenfelde
Wandsbek
Bahrenfeld
Reinbek
Zarrentin
Steinbeck
Tesperhude
Lüneburg
Melbeck
Bockup
Gr. Settrum
Bremen
Syke
Wittenberge
Twistringen
Bersenbrück
Damme
Alfhausen
Osnabrück
Almelo
Delden
Utrecht
Eibergen
Winterswijk
Bocholt
Reek
Dingden
Oploo
Kanten
Veen
Rheinbg.
Geldern
Kamp
Straelen
Kessel
Beesel
Holderberg
Roermond
Neuenhagen
Kl. Althammer
Tost
Laband
Dielau
Beuthen
Gleiwitz
Rybnik
Hohndorf
Orzesche
Sohrau
Vermutete Grenze des Mittelmiocän Meeres
Geschiebe
Steinsalzlager

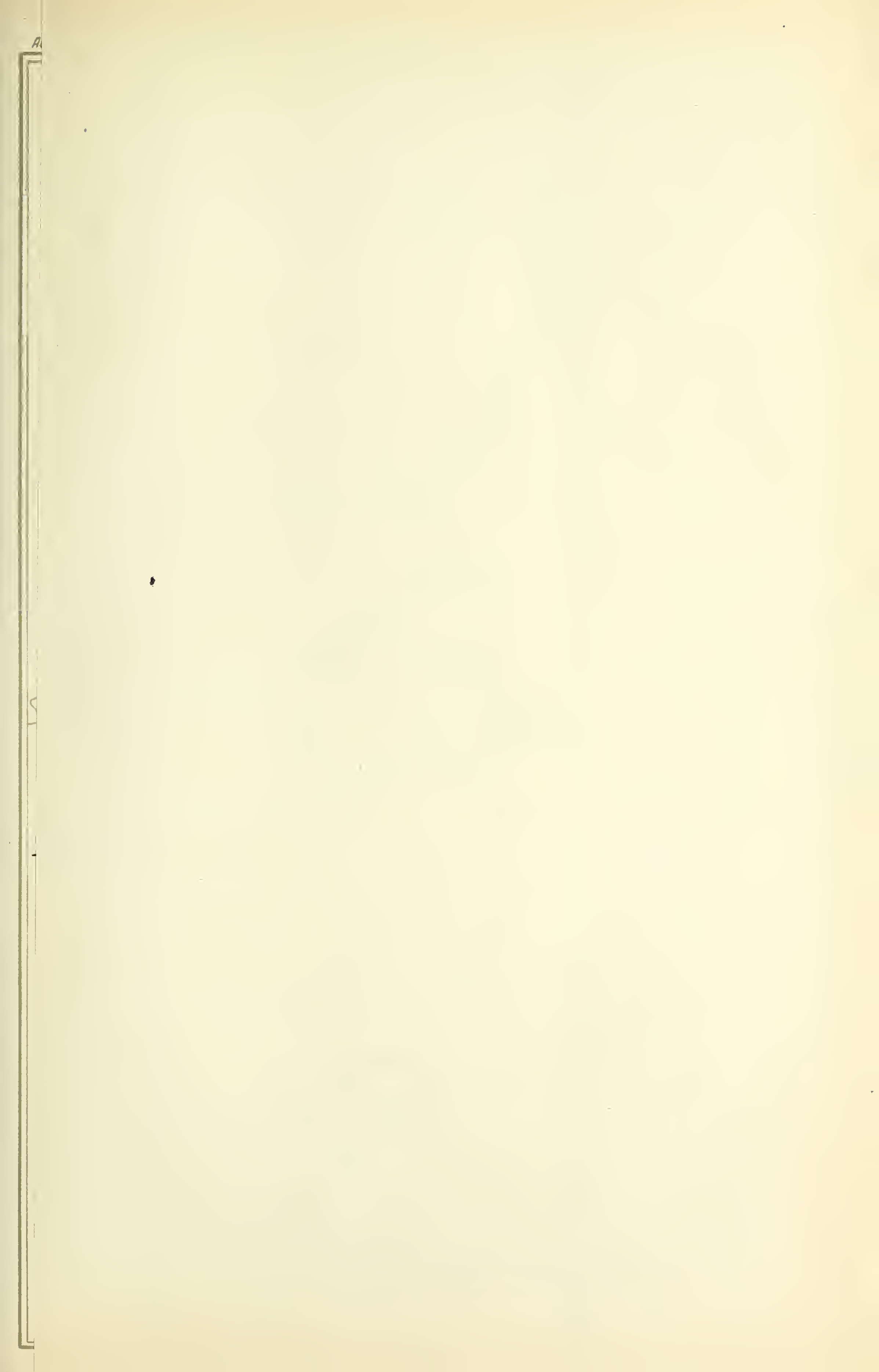







OBERMIOCÄN.
Tafel 10.
Skanderborg.
Esbjerg.
Sjöring
Gramm-Au
Sylt
Flensburg
Breklum
Wöhrden
Hemmingstedt.
Fiel
Bothkamp
Schmalfeld
Hemmoor
Elmshorn
Struvenhütten
Uetersen
Tornesch
Treuholz
Esingen
Pinneberg
Langenfelde
Wandsbek
Hamburg
Ihlenfeld
Neuenkirchen
Neubrandenburg
Jesteburg
Lüneburg
Kummer
Hohenwoos.
Hülsebeck
Bockup
Gühlitz
Zwolle
Nijmegen
Opiloo
Helden
Belfeld
Frankfurt
Schraplau
Querfurt
Langensalza
Essleben
Buttstädt
Grenze des Obermiocän Meeres
Geschiebe







UNTERPLIOCÄN

Tornschau
Sylt
Bredstedt
Beerta
Lüneburg
Goes
Woensdrecht
Wanroij
St. Antonis
Boxmeer
Afferden
Antwerpen
Diest
Brüssel
Ath

MITTELPLIOCÄN

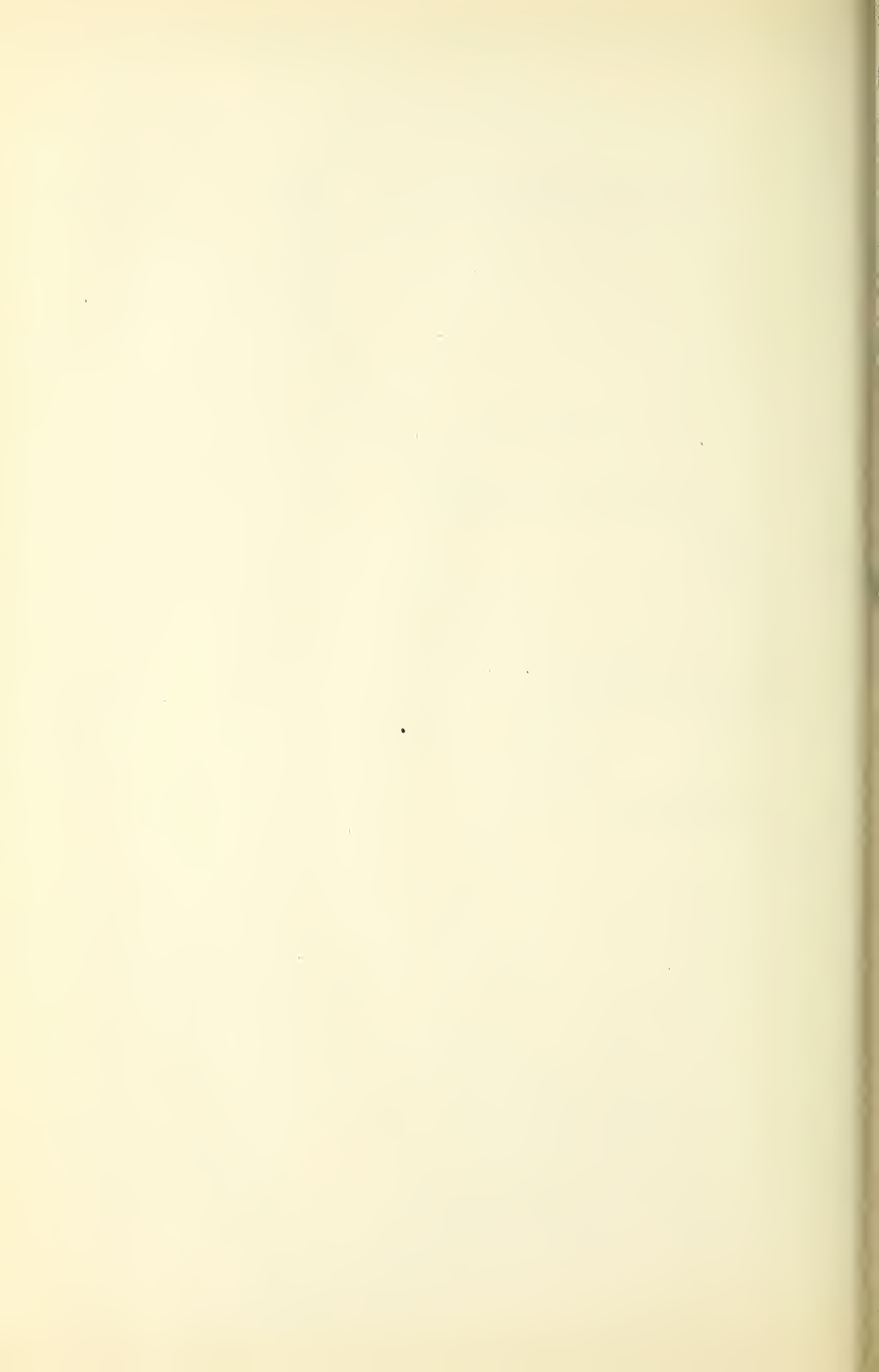
Meppel
Utrecht
Oss
Grave
Nütterden
Uden
Mil
Kleve
Goes
Vlissingen
Bergen op Zoom
Woensdrecht
Ossendrecht
Hulst
Eindhoven
Antwerpen
Hemixem
Herenthals

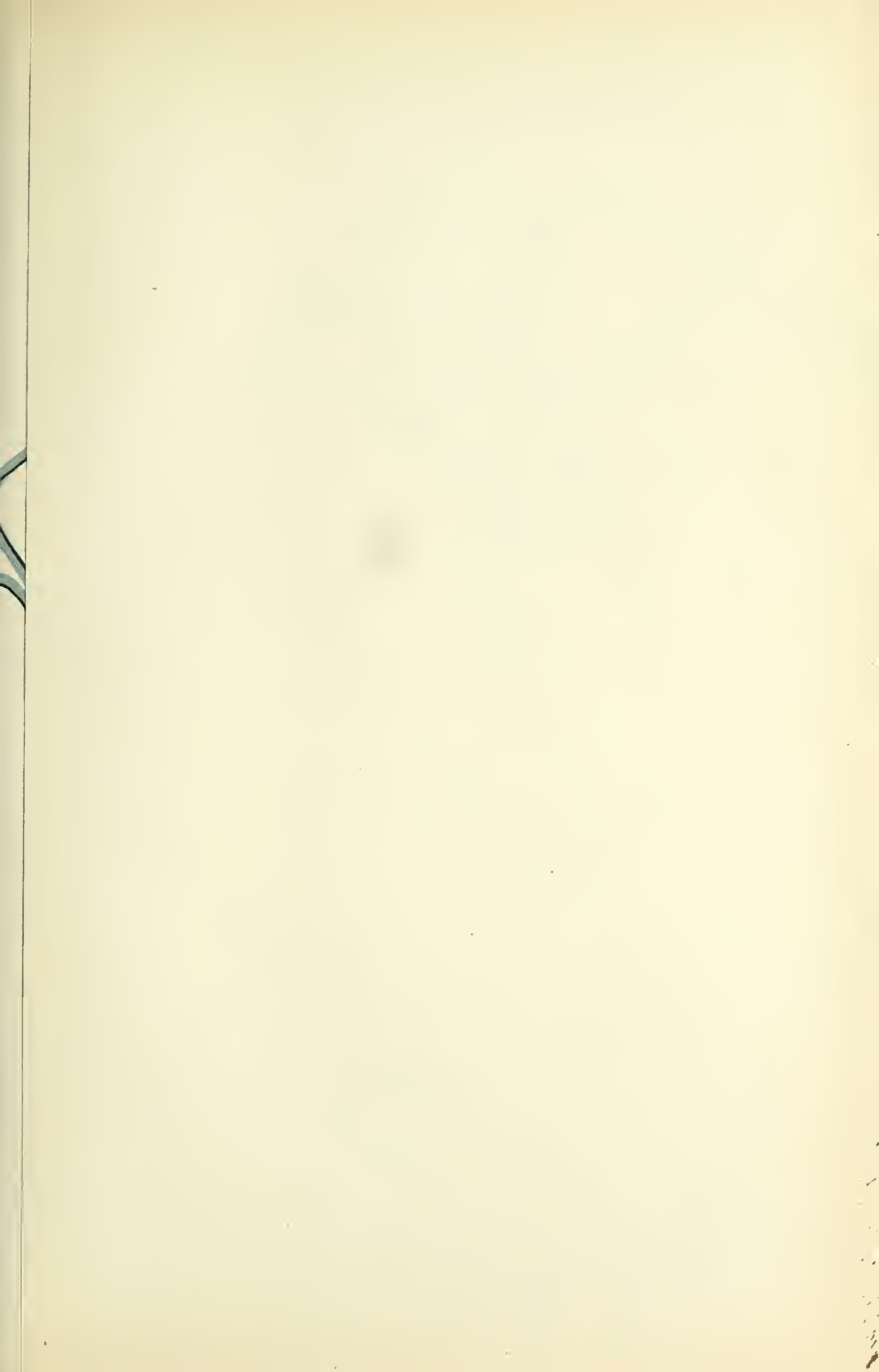
OBERPLIOCÄN

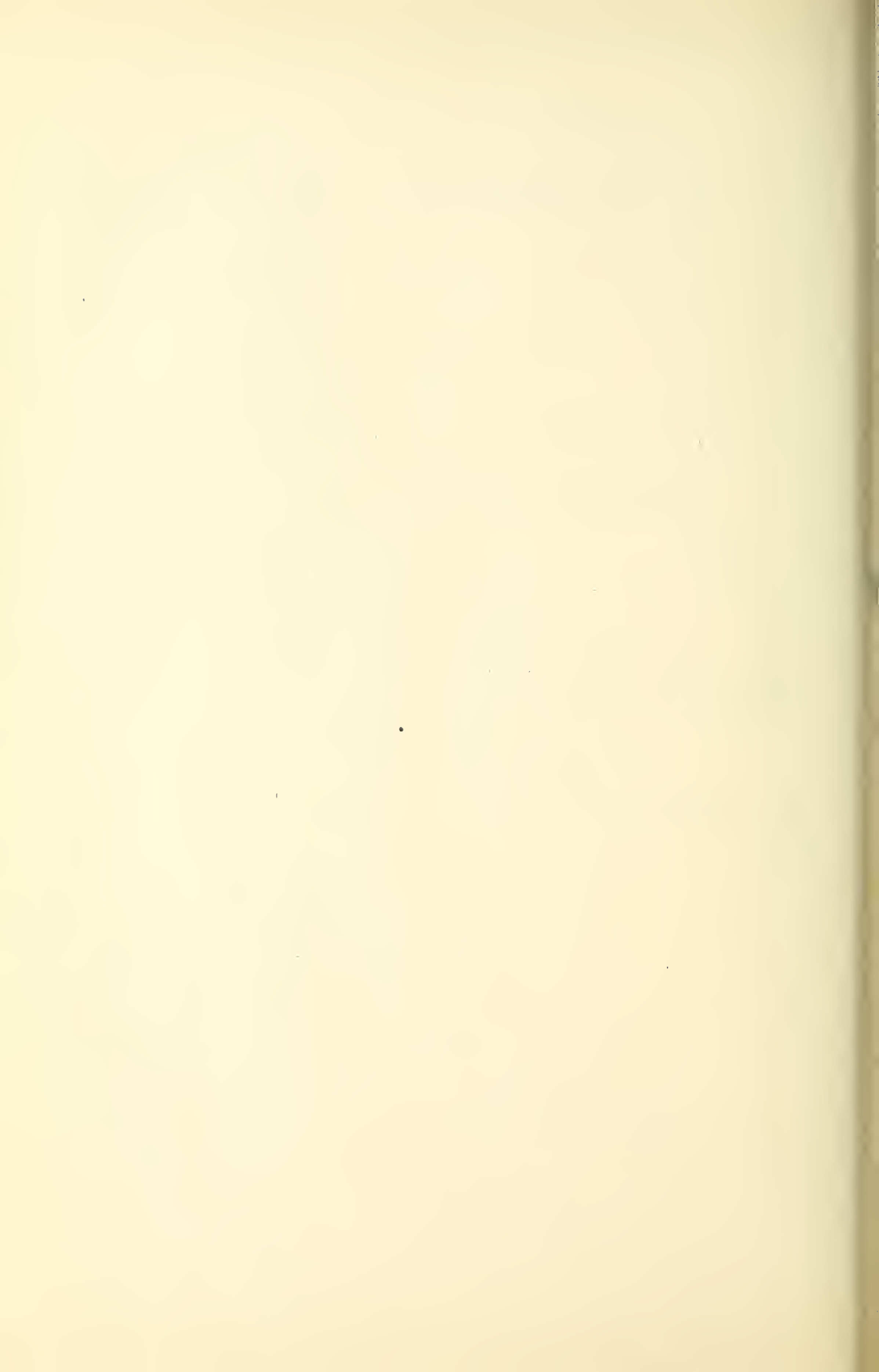
Amsterdam
Oudewater
Utrecht
Barendrecht
Wageningen
Arnheim
Gorinchem
Geertruidenbg.
Breda
sHertogenbosch
Goes
Tilburg
Woensdrecht
Strijbeek
Antwerpen

Grenze des Unter-Mittel- und Oberpliocän-Meeres

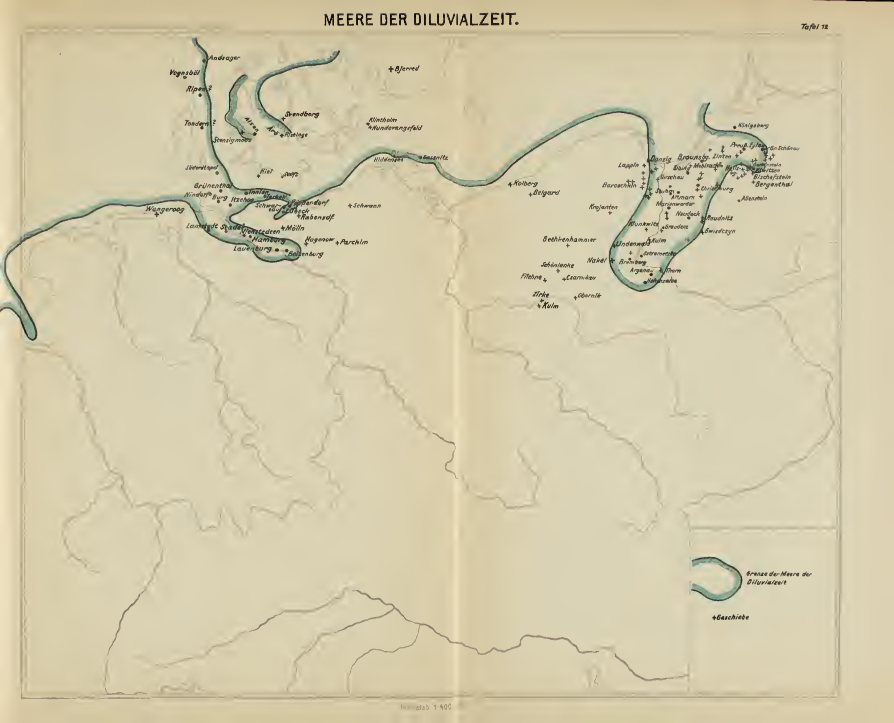
+ Geschiebe

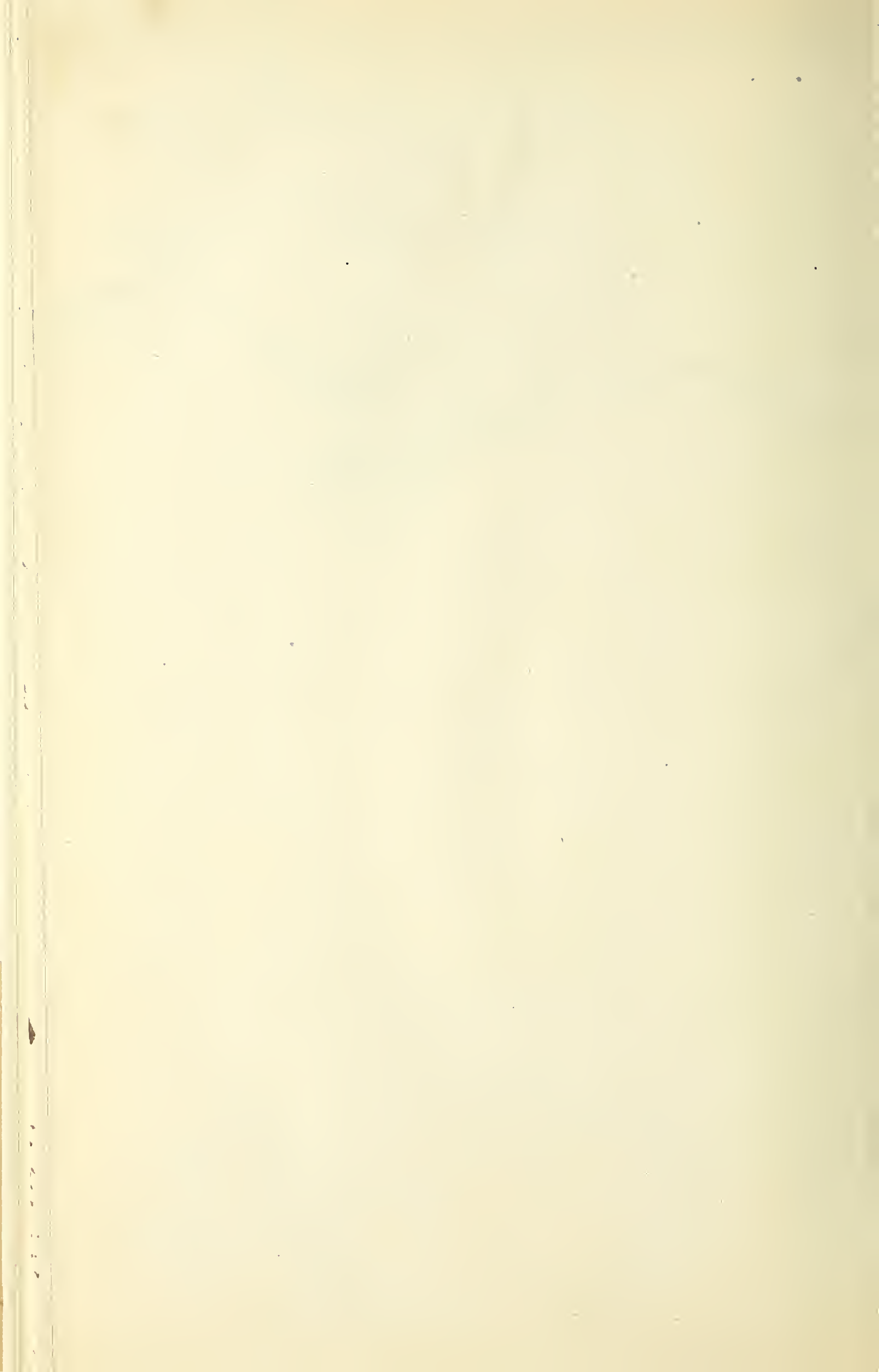




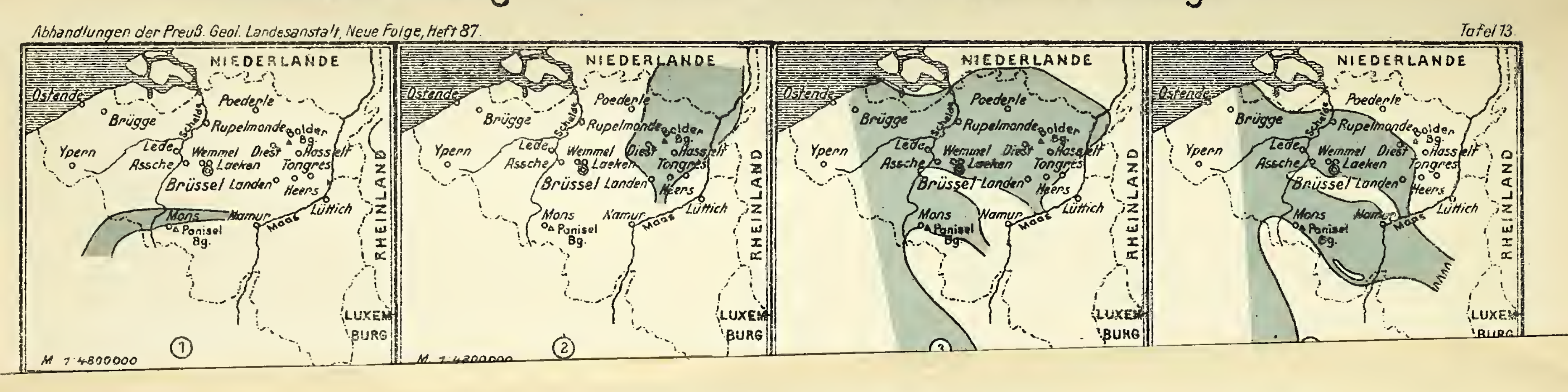


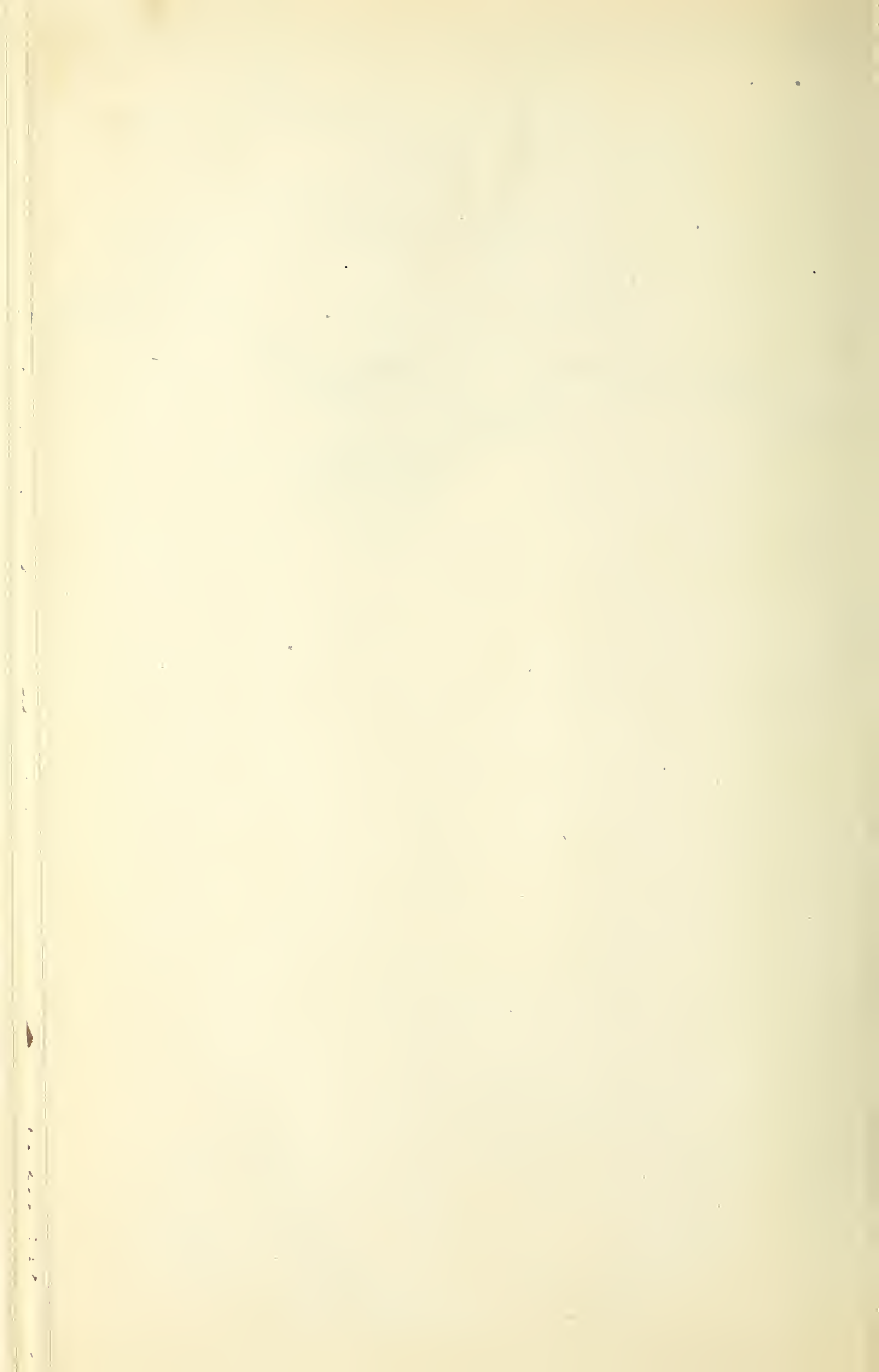
MEERE DER DILUVIALZEIT.

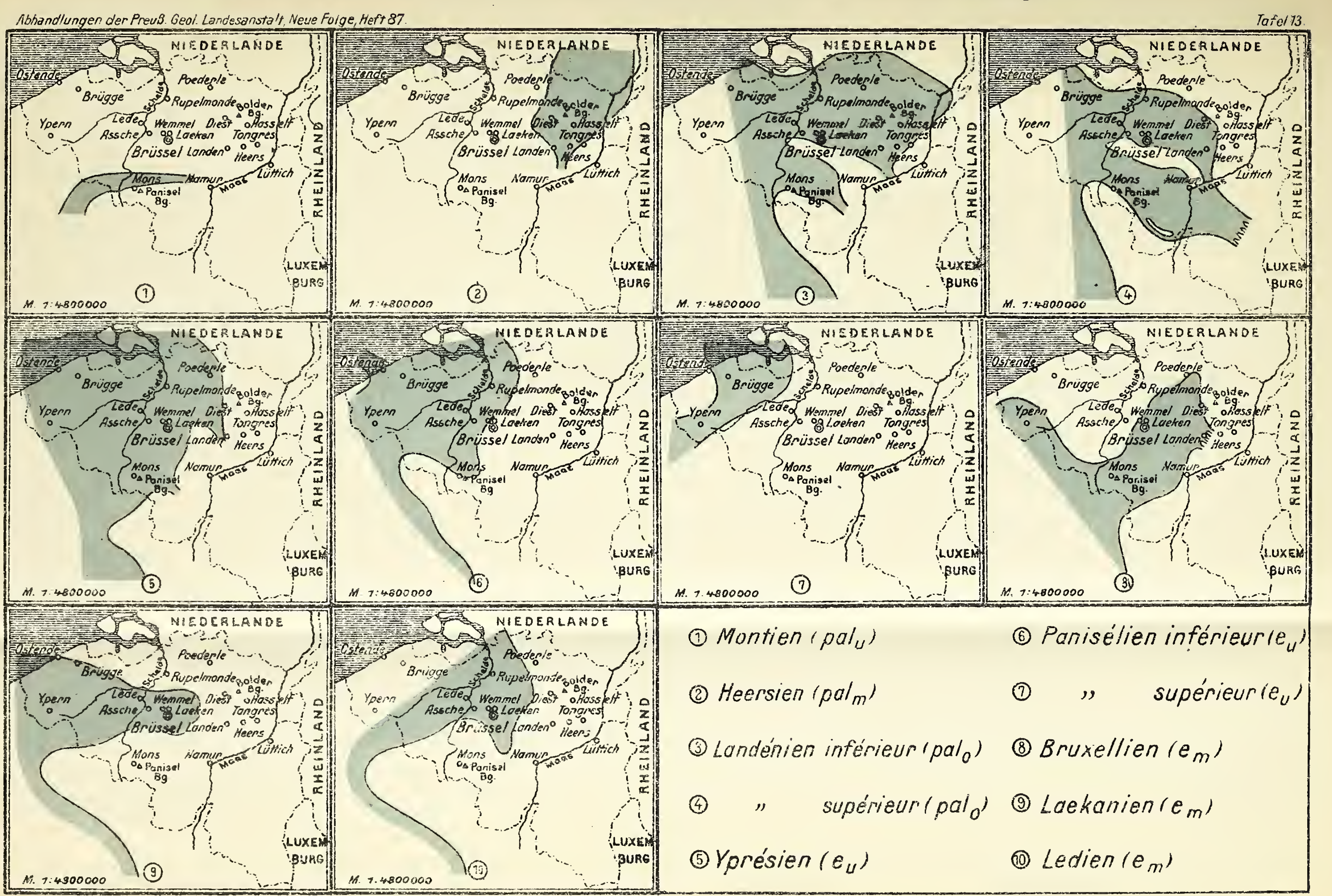


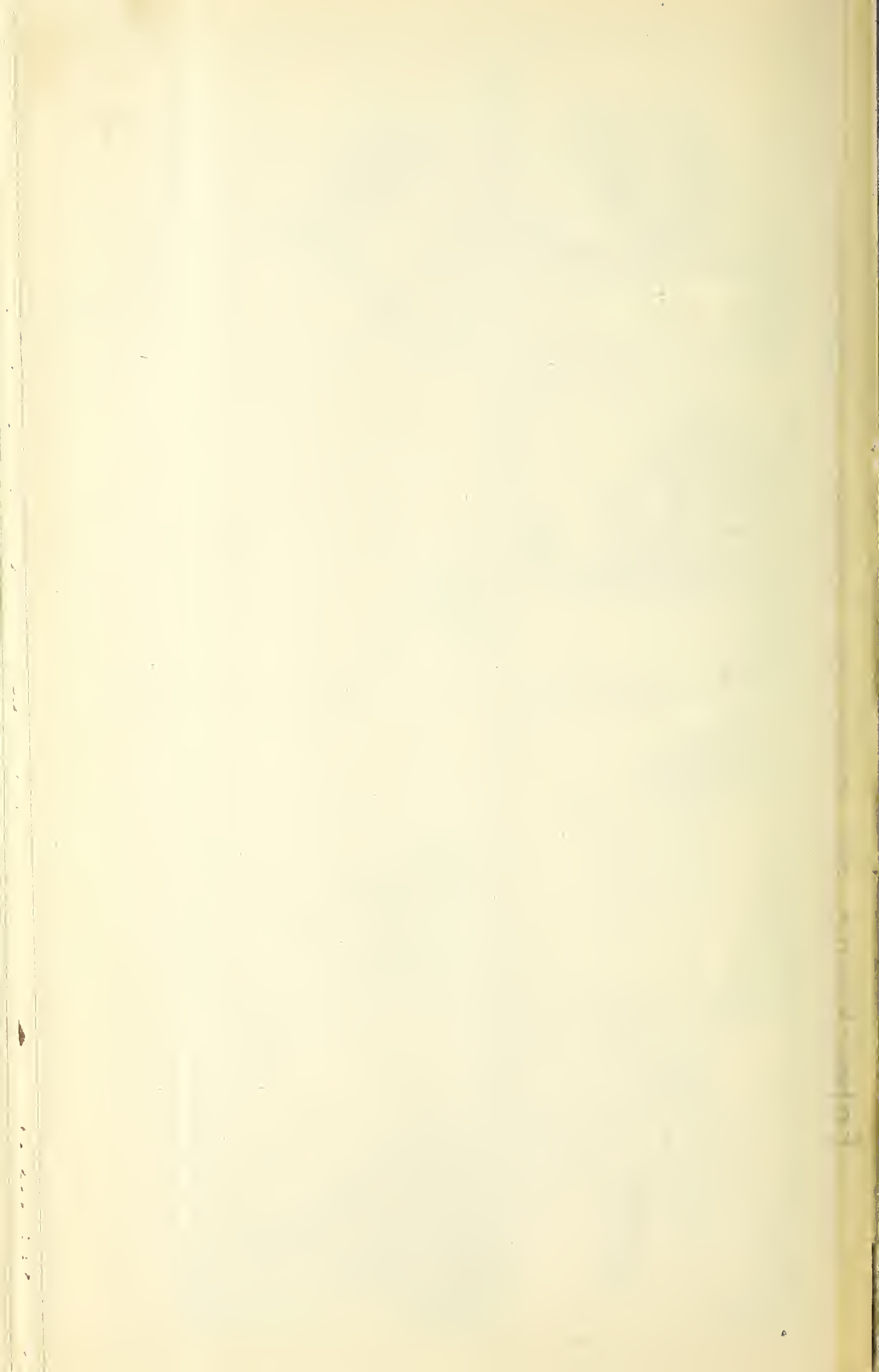


Entwicklung des marinen Tertiärs in Belgien I.

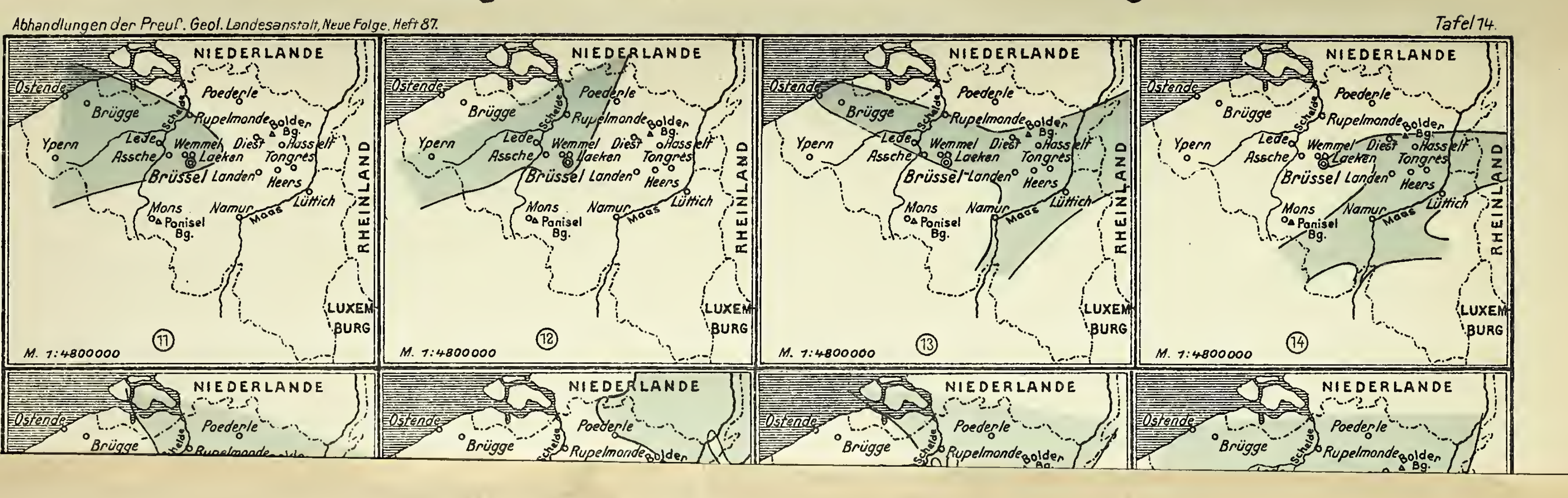


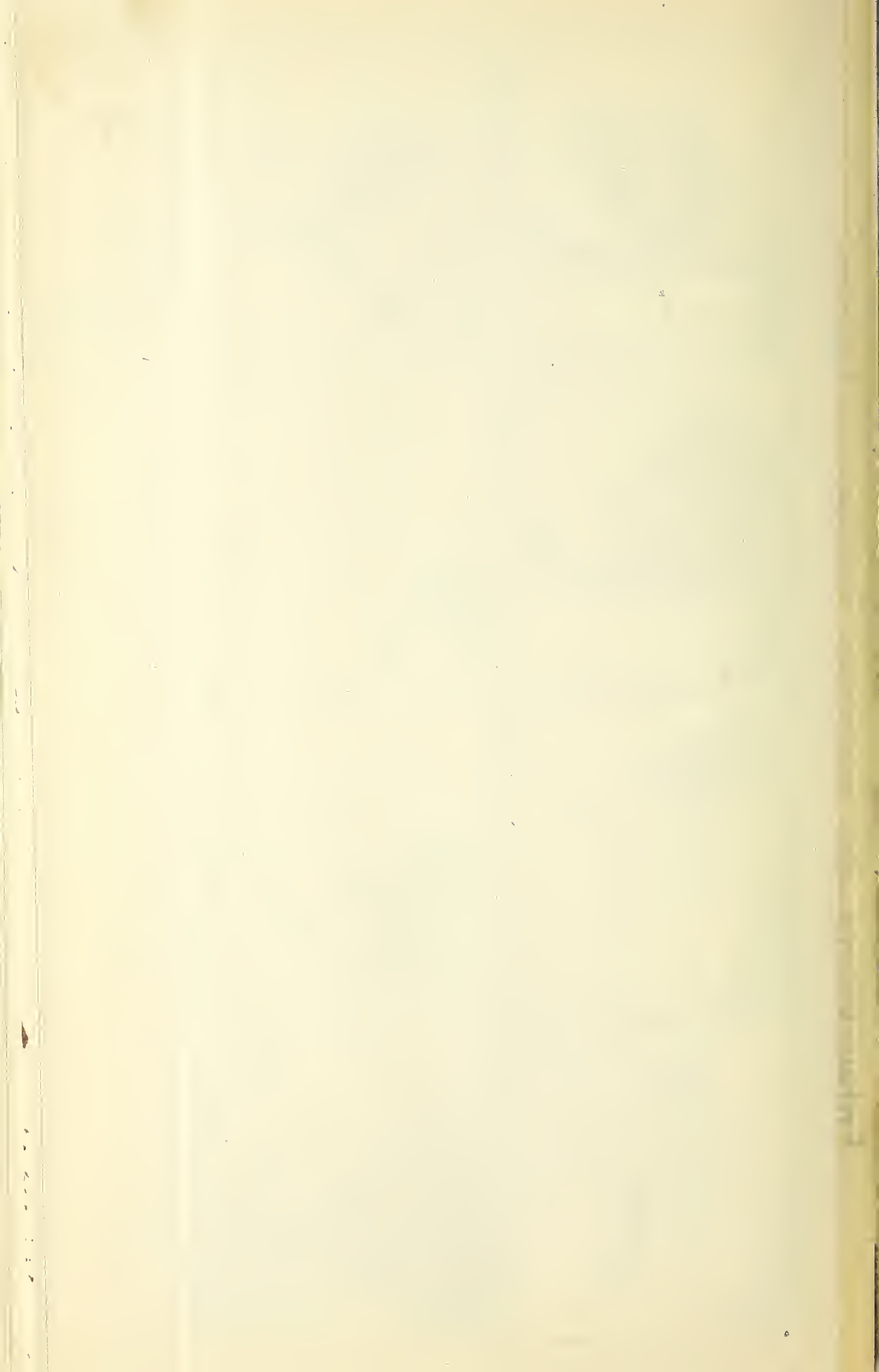



Entwicklung des marinen Tertiärs in Belgien I.
Abhandlungen der Preuß. Geol. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 87.
Tafel 13.
NIEDERLANDE
RHEINLAND
LUXEMBURG
Ostende
Brügge
Ypern
Poederle
Rupelmonde
Bolder Bg.
Schelde
Lede
Assche
Wemmel
Laeken
Diest
Hasselt
Tongres
Brüssel
Landen
Heers
Mons
Panisel Bg.
Namur
Maas
Lüttich
M. 1:4800000
① Montien (pal_u)
② Heersien (pal_m)
③ Landénien inférieur (pal_o)
④ „ supérieur (pal_o)
⑤ Yprésien (e_u)
⑥ Panisélien inférieur (e_u)
⑦ „ supérieur (e_u)
⑧ Bruxellien (e_m)
⑨ Laekanien (e_m)
⑩ Ledien (e_m)
Durchlichtungsdruck der Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin

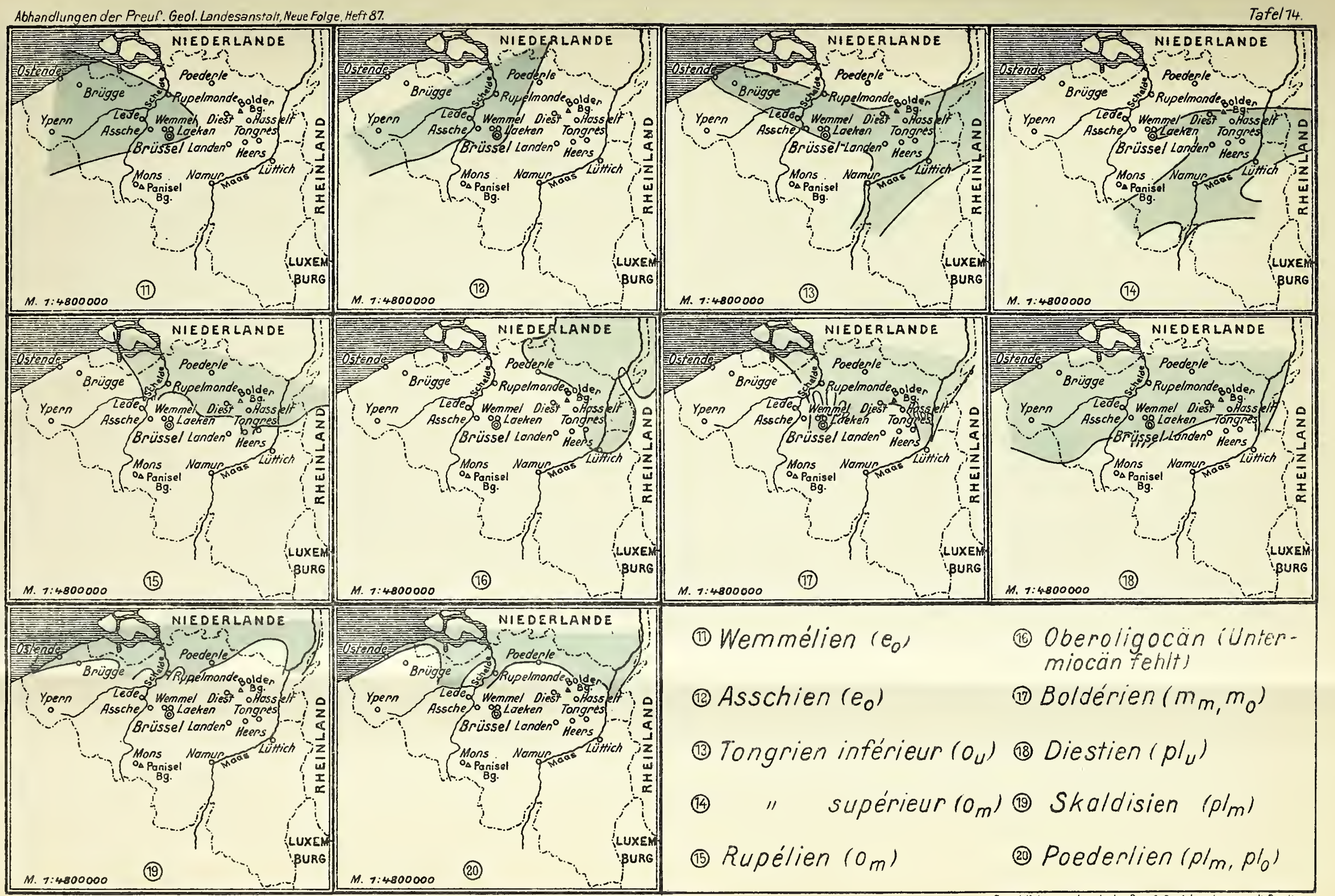


Entwicklung des marinen Tertiärs in Belgien II.

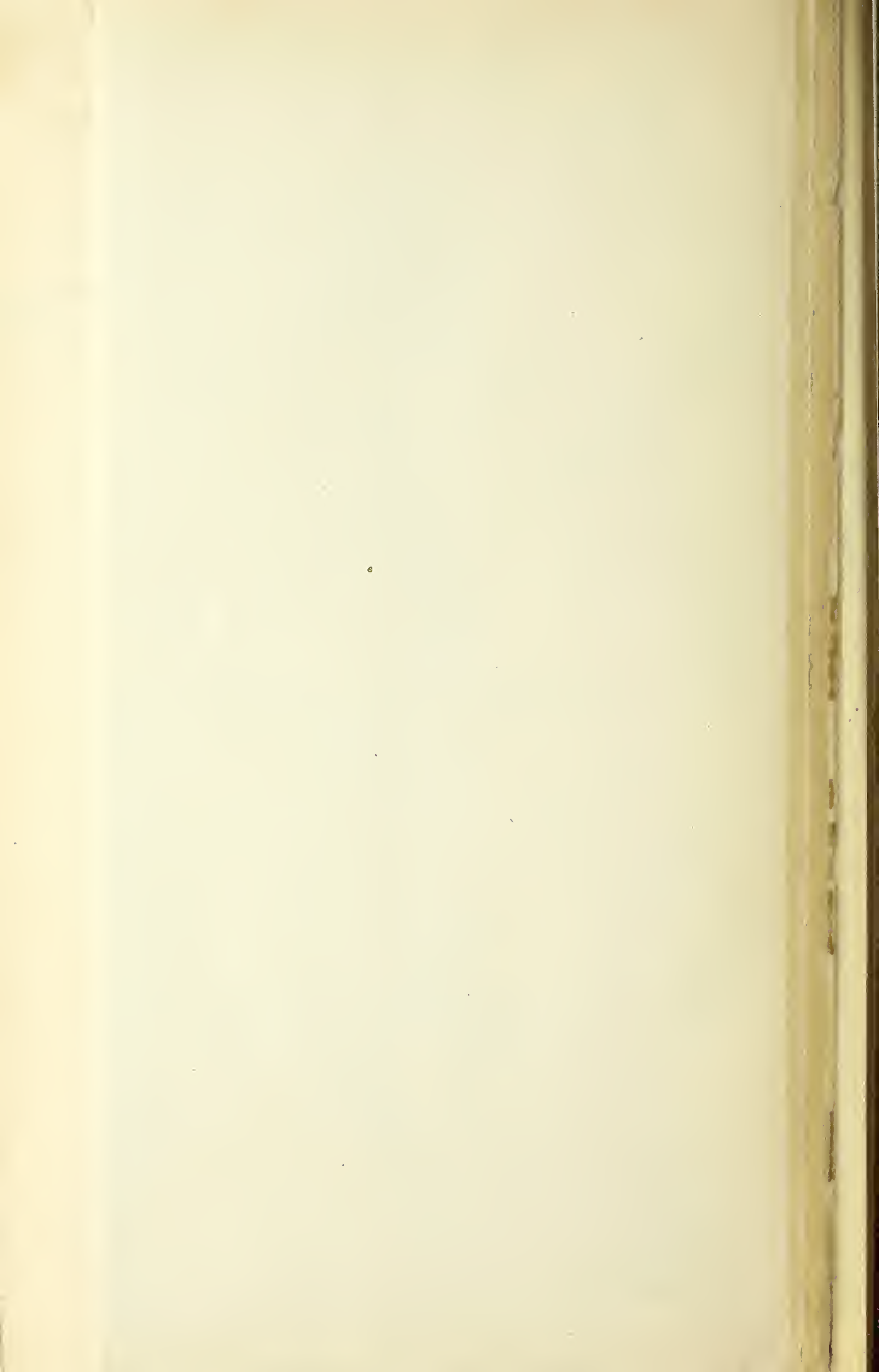


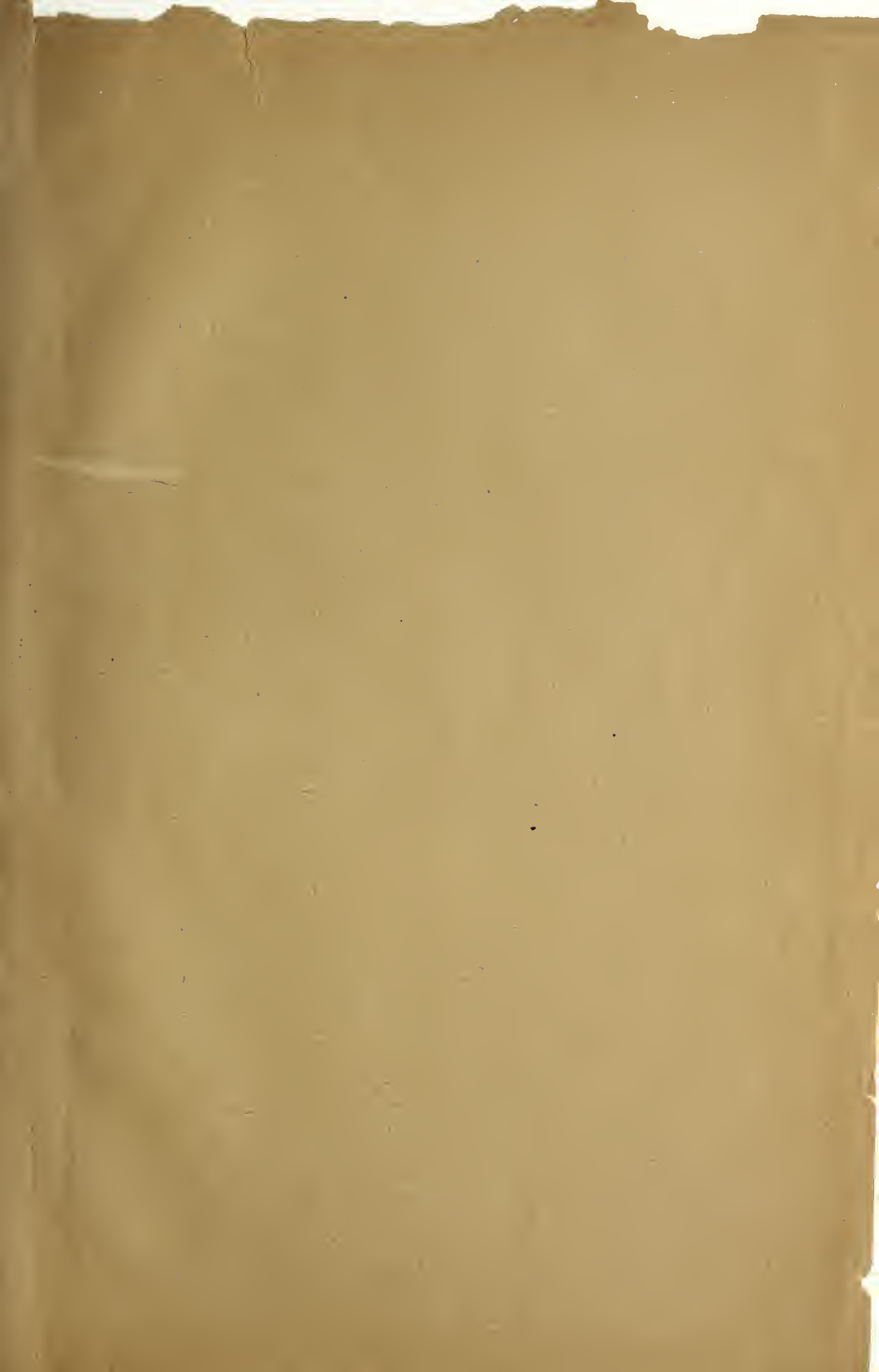


Entwicklung des marinen Tertiärs in Belgien II.



Durchlichtungsdruck der Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin





Buchdruckerei A. W. Schade, Berlin N., Schulzendorfer Straße 26











